

ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0139-8946

SÉRIA

1 B 107 a

114/94

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 16

ISBN 80-85314-29-0

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

1B107a ZÁPADNÉ KARPATY ● MINERALÓGIA, PETROGRAFIA, GEOCHÉMIA, METALOGENÉZA 16

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020231

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 16



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

Geologický ústav D. Štúra
KMNPTICA, Bratislava

Signatúra : 13 107a

Inv. čís. : 114194

Sk : 55, —

Získaný : PV

Prílohy : —

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1993

ISBN 80-85314-29-0

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

*mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza*

16

Vedecký redaktor
RNDr. TIBOR ĎURKOVIČ, CSc.

Redakčný okruh
RNDr. JOZEF GUBAČ, CSc., RNDr. ANNA VOZÁROVÁ, DrSc., RNDr. MILAN KOHÚT, RNDr. EVA ŽÁKOVÁ,
CSc., RNDr. JOZEF HATÁR, CSc., RNDr. JÁN HORNIŠ, RNDr. IVAN REPČOK, prof. RNDr. DUŠAN
HOVORKA, DrSc.

OBSAH – CONTENTS

VOZÁROVÁ, A.: Proveniencia metapieskovcov gelnickej skupiny a vzťah k paleotektonike sedimentačného bazénu — Provenance of Gelnica group metasandstones and relationship to paleotectonics of the basin of deposition	7
Úvod	7
Geologická charakteristika gelnickej skupiny	8
Petrofáciálna analýza metapieskovcov	9
Interpretácia proveniencie metapieskovcov gelnickej skupiny	22
Analýza ťažkých minerálov	23
Opis minerálov	23
Kvantitatívne vyhodnotenie ťažkých minerálov	27
Typológia zirkónov	35
Interpretácia proveniencie ťažkých minerálov	36
Diskusia	39
Záver	42
Literatúra	42
Summary	44
Explanations to Figures	53
List of Tables	54
VOZÁROVÁ, A.: Variská metamorfóza a krustálny vývoj v gemeriku — Variscan metamorphism and crustal evolution in the Gemicum	55
Úvod	55
Gelnický terén	56
Geologická charakteristika a rozšírenie	56
Charakter protolitu	58
Variská metamorfóza v gelnickom teréne	59
Petrologická charakteristika	59
Geotermobarometrická interpretácia	63
Rakovecký terén	68
Geologická charakteristika	68
Charakter protolitu	70
Variská metamorfóza v rakoveckom teréne	71
Petrologická charakteristika	71
Geotermobarometrická interpretácia	84
Klátovský terén	89
Geologická charakteristika	89
Charakter protolitu	90
Charakteristika variskej metamorfózy v klátovskom teréne	92
Petrologická charakteristika	92
Geotermobarometrická interpretácia	102
Variská metamorfóza v gemeriku a krustálny vývoj	103
Záver	105
Literatúra	106
Zoznam lokalít k tabuľkám silikátových analýz horninotvorných minerálov	110
Summary	111
Explanations to Figures	115
List of Tables	117

VOZÁROVÁ, A. — IVANIČKA, J.: Litogeochemia metasedimentov staršieho paleozoika v južnom gemicum — Lithochemistry of Early Paleozoic metasediments in Southern Gemicum	119
Úvod	119
Litostratigrafia gelnickej skupiny	121
Štóske súvrstvie	124
Minerálne zloženie hornín gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia	124
Litogeochemia metasedimentov gelnickej skupiny	128
Záver	140
Literatúra	140
Summary	141
Explanations to Figures	145
List of Tables	146
TURAN, J. — TURANOVÁ, L.: Uhlíčanová mineralizácia ložiska Nižná Slaná	147
Úvod	147
Odber vzoriek a metodika výskumu	148
Uhlčitany, ich rozšírenie, zloženie a vzájomné vzťahy	148
Stavba uhličitanových telies	148
Diskusia	163
Záver	165
Literatúra	165
Explanations to Figures	166

ANNA VOZÁROVÁ

Proveniencia metapieskovcov gelnickej skupiny a vzťah k paleotektonike sedimentačného bazénu

14 obr., 12 tab., angl. resumé

A b s t r a c t. Metasandstones of the Gelnica Group (Vlachovo, Bystrý potok and Drnava Formations) and Štós Formation were investigated through petrofacies analysis. The results of the analysis suggest that the detritus is of mixed origin represented by three principal provenance types: i) volcanic, ii) continental and iii) tectonic. These sources have also been confirmed by heavy-mineral analysis. The identified basic assemblages correspond to the continental and volcanic sources. Zircon typology as well as I. \bar{T} and I. \bar{A} distributions indicate that their source was orogene-type magmatism whose magmas were of crustal and crustal-mantle origin.

Petrofacies parameters of the metasandstones, heavy-mineral assemblages, distribution of individual zircon types as well as mean I.T. and I.A. points allow us to interpret the paleotectonic position of the Gelnica Group and Štós Formation basin of deposition. We interpret it as a forearc basin associated with an active continental margin.

Key words: West Carpathians, Gemicum, petrofacies analysis of Early Paleozoic sandstones, heavy minerals, zircon typology, forearc basin.

Úvod

Interpretácia proveniencie, ktorá je založená na analýze detritickej zložky v sedimentárnych horninách, môže byť veľmi dobre využitá pri riešení paleogeografických a paleotektonických otázok. Detritické módy pieskovcov môžu priniesť unikátne informácie o oblasti znosu alebo distribúcií sedimentov hlavne v tom prípade, keď súčasné postavenie študovanej sedimentárnej sekvencie má len slabé, alebo nemá žiadne vzťahy s pôvodným sedimentačným bazénom, v ktorom vznikala. Interpretácia proveniencie metapieskovcov gelnickej skupiny je zameraná v tomto prípade na získanie údajov na paleotektonickú analýzu vychádzajúcu z teórie interakcie litosférických dosiek. Indikovanie terénov rôznych genetických typov je založené na systematickom empirickom stanovovaní vzťahu medzi detritickým módom piesčitého detritu a rôznymi genetickými typmi terénov (DICKINSON — SUCZEK, 1979; DICKINSON —

VALLONI, 1980; DICKINSON, 1985). Rôzne provenienčné typy terénov boli charakterizované na základe piatich základných petrofaciálnych tried, ktoré sú zviazané v širšom zmysle slova s nasledujúcimi tektonickými elementmi: stabilný kratón kontinentálneho bloku, reaktivované podložie alebo erodované korene magmatického oblúka, aktívny magmatický oblúk ostrovej reťaze alebo kontinentálnych okrajov a recyklovaný orogén. Tektonické prostredie recyklovaného orogénu obsahuje v sebe elementy zodvihnutého subdukčného komplexu, kolíznej sutúry alebo zaoblúkového bazénu a s ním zviazaného vrásovo-prešmykového pásma.

Na určenie proveniencie metapieskovcov gelnickej skupiny bola použitá metóda petrofaciálnej analýzy kombinovaná s analýzou spoločenstva ťažkých minerálov.

Petrografické štúdium metapieskovcov gelnickej skupiny sa uskutočnilo na základe vzoriek vyzbieraných v rámci litologických profilov, ktoré boli spracované a podrobne lokalizované v správach SNOPKO et al. (1979) a IVANIČKA et al. (1992). Spracované vzorky pochádzajú zo všetkých troch základných litostratigrafických jednotiek gelnickej skupiny, vlachovského súvrstvia, súvrstvia Bystrého potoka a drnavského súvrstvia, ako ich vyčlenili SNOPKO – IVANIČKA in BAJANÍK et al. (1983). Malá časť vzoriek bola analyzovaná zo štóskeho súvrstvia, ktoré tvorí bezprostredné nadložie (najskôr tektonické) drnavského súvrstvia.

Geologická charakteristika gelnickej skupiny

Gelnická skupina tvorí podstatnú časť alpínsky sformovanej juhogemeridnej jednotky. Je tvorená mocnou sekvenciou flyšových sedimentov asociovaných v prevahe s ryolitovo-dacitovým vulkanoklastickým materiálom. Dokladom flyšovej sedimentácie sú textúrne znaky, ako aj usporiadanie vrstiev vo vertikálnej sekvencii, ktoré svedčia o mechanizme transportu klastického detritu turbiditovými prúdmi, prípadne svahovými gravitačnými sklzmi (SNOPKO, 1967; SNOPKO – IVANIČKA, 1978). Kyslý až intermediárny vulkanizmus bol v prevahe extruzívneho charakteru, o čom svedčia redeponované telesá vulkanoklastického materiálu, často zmiešané s nevulkanickým detritom. Mechanizmus gravitačných sklzov a turbiditových prúdov bol rozhodujúcim činiteľom pri redepozícii vulkanogénneho materiálu. Dôkazom sú zachované textúry v nich: gradačné zvrstvenie, horizontálna planparalelná laminácia, roje závalkov čiernych bridlíc v sklzových telesách a na erozívnych kontaktoch, striedanie vrstiev gradačne zvrstvených vulkanoklastických drôb s nevulkanickými sedimentmi atď.

Regionálne boli v rámci gelnickej skupiny vyčlenené marginálne i distálne flyšové fácie (SNOPKO, 1967; IVANIČKA, 1976) a tiež cykly nižších rádov. V rámci distálnych flyšových facií boli okrem jemnozrnných klastických sedimentov vyčlenené i šošovky karbonátov (miestami so zachovanými alodapickými textúrami) a tenkolavicovitých lyditov. Na základe litofaciálnej analýzy boli v gelnickej skupine definované tri súvrstvia v superpozícii nad sebou – vlachovské, Bystrého potoka a drnavské (SNOPKO – IVANIČKA in BAJANÍK et al., 1983, 1984). Táto koncepcia bola podopretá i biostratigrafickými údajmi, pretože zistené spoločenstvá sporomorfov a akritarch doložili stratigrafické roz-

pätie gelnickej skupiny od vrchného kambria až po spodný devón (SNOPKOVÁ – SNOPKO, 1979).

Súčasťou gelnickej skupiny, i keď v objemovo malom množstve, sú telesá bázických a ultrabázických hornín, prípadne redeponovaný detrit z nich. Na základe chemického zloženia metabazaltov, a hlavne distribúcie inkompatibilných prvkov bolo medzi nimi rozlíšených viacero geochemických typov: N-MORB, E-MORB/OIT, CAB (IVAN et al., 1992; IVAN, 1992). Pestrá škála metabazaltov a metaultrabázik vznikajúcich v diametrálne odlišnom geotektonickom prostredí je asociovaná s masou flyšových sedimentov, ktorých detrit je odvodený od kontinentálneho zdroja kombinovaného so synsedimentárnym ryolitovo-dacitovým vulkanizmom.

Regionálna metamorfóza sedimentov gelnickej skupiny je nízkotlaková, zodpovedajúca spodnej časti fácie zelených bridlíc ($T = 350 - 370 \text{ } ^\circ\text{C}$; $P = 250 - 270 \text{ MPa}$ s geotermálnym gradientom okolo $40 \text{ } ^\circ\text{C/km}$; SASSI – VOZÁROVÁ, 1987).

Diametrálne odlišnú koncepciu členenia gelnickej skupiny predložil GRECUA (1982). Začlenil juhogemeridné i severogemeridné staropaleozoické sekvencie do jednej litostratigrafickej jednotky (volovecká skupina) bez zohľadnenia základných faktov, t. j. odlišností v type vulkanizmu, v litologickom usporiadaní sedimentárných sekvencií, ako aj v teplotno-tlakových podmienkach regionálnej metamorfózy.

Petrofáciálna analýza metapieskovcov

Metapieskovce gelnickej skupiny tvoria súbory gradačne zvrstvených či horizontálne laminovaných telies s ostrými alebo eróznymi kontaktmi, prípadne sa rytmicky striedajú s fylitmi laminovanej alebo nevrstevnatej textúry. Farba metapieskovcov je sivá, tmavosivá, svetlosivá, zelenosivá. Všeobecne vo všetkých troch analyzovaných súvrstviach vystupujú pieskovce v rámci dobre identifikovateľných Boumových cyklov (interval T_{a-b}), pričom hrúbka vrstiev varíruje od niekoľko desiatok cm do 1 m i viac. Dominantným textúrnym znakom je gradačné zvrstvenie zmenšovaním veľkosti zrna v smere od bázy po vrch vrstvy a tiež stúpaním obsahu matrix v tom istom smere. Erozívne kontakty vrstiev sú v ich bazálnych častiach dokumentované i chaoticky usporiadanými intraklastmi bridlíc.

Metapieskovce sú podľa zrnitosti hrubo-, stredno- a drobnozrnné, pričom posledné z nich majú najrozšírenejšie zastúpenie v súvrství Bystrého potoka. Stupeň vytriedenia metapieskovcov je veľmi slabý alebo slabý (okolo 2Φ , resp. 1Φ ; stanovené odhadom podľa FOLKA, 1974). Malá časť študovaných metapieskovcov je relatívne dobre vytriedená (stupeň vytriedenia okolo $0,35 \Phi$) a obsahuje zrná s reliktnými opracovania na ich povrchu. Klastický detrit so stopami opracovania (najskôr recyklovaný) pochádzal pravdepodobne z kontinentálnej alebo príbrežnej časti zdrojovej oblasti, kde v obdobiach relatívneho tektonického pokoja podliehal pomerne dlhý čas mechanickému opracovaniu. Vzácné boli zistené zrná obalené sekundárnym kremenným lemom, ktoré boli na povrchu opracované. To svedčí o ich viacnásobnej recyklicite.

Tab. 1 Petrografické parametre pieskovcov vlahovského súvrstvia
(n = 18; priemer a štandardná odchýlka bez vz. č. XVI/162)

Č. prof.		XXV.	XIII.				XIV.			
Č. vzorky		276	128	126	124	120	132	131	135	137
%	Qm	18	20	42	36	11	29	25	20	22
	Qp	8	23	17	11	19	14	19	22	20
	P	6	4	2	2	1	-	2	3	1
	K	2	1	1	-	-	-	1	1	-
	Lv	28	9	11	13	39	26	33	24	23
	Ls	-	-	1	5	-	3	1	1	12
	M	28	43	26	33	30	28	19	29	22
QFL, %	Q	42	74	80	71	59	59	55	59	53
	F	13	10	4	2	1	0	3	5	1
	L	43	16	16	27	40	41	42	36	46
QpLvLs, %	Qp	22	71	78	38	32	32	36	46	35
	Lv	77	29	21	44	67	60	63	51	42
	Ls	1	0	1	18	1	8	1	3	23
QmFLt, %	Qm	29	34	58	54	16	40	32	41	28
	F	13	10	3	2	1	0	2	7	1
	Lt	58	56	39	44	83	60	66	52	71
QmOpL, %	Qm	33	38	60	55	16	40	33	30	28
	Op	15	44	24	17	27	19	24	32	26
	L	52	18	16	28	57	41	43	38	46
	P/F	0,73	0,77	0,81	1	1	0	0,79	0,82	0,91
	Qp/Q	0,31	0,53	0,40	0,24	0,63	0,33	0,42	0,53	0,47
	Lv/L	0,99	1	0,95	0,71	0,99	0,89	0,98	0,95	0,64

pokračovanie tab. 1

IX.							XVI.			
96	94	91	90d	90a	90b	90c	149a	155a	162	$\bar{x}_i; S_x$
22	40	34	37	33	35	18	15	34	7	27 ± 9
11	14	18	20	22	19	20	47	31	3	20 ± 8
5	1	-	1	1	-	2	1	1	15	2 ± 2
2	-	-	-	-	-	1	1	-	1	1 ± 0,5
31	10	10	5	6	12	8	6	6	44	17 ± 11
-	1	3	7	2	2	1	1	4	-	2 ± 3
29	34	35	30	36	32	50	30	24	30	31 ± 7
47	82	80	81	85	80	76	88	85	14	70 ± 14
10	1	0	1	1	0	8	1	2	22	3 ± 4
43	17	20	18	14	20	16	11	13	63	27 ± 12
27	55	58	61	72	59	71	86	76	6	53 ± 19
73	39	31	17	20	36	28	12	14	94	40 ± 20
0	6	11	22	8	5	1	2	10	0	7 ± 7
31	62	66	52	51	52	37	21	26	10	40 ± 14
10	2	0	1	1	0	8	2	2	23	4 ± 4
59	46	34	47	48	48	55	77	72	67	56 ± 13
35	62	53	53	51	52	40	22	26	13	40 ± 13
17	21	27	29	35	28	43	67	56	5	31 ± 14
48	17	27	18	14	20	17	11	18	4	29 ± 15
0,77	1	0	1	1	0	0,69	1	1	0,96	0,74 ± 0,35
0,34	0,25	0,34	0,35	0,40	0,35	0,52	0,76	0,48	0,39	0,43 ± 0,13
1	0,87	0,75	0,43	0,73	0,88	0,95	0,84	0,60	1	0,84 ± 0,16

Tab. 2 Petrografické parametre metapieskovcov súvrstvia Bystrého potoka (n = 6)

Č. prof.		XIX.		VII.		XV.	XX.		
Č. vzorky		206	208	65	61a	143	215	\bar{x}	S_x
%	Qm	11	18	12	17	17	17	16	±3
	Qp	23	5	38	37	27	10	23	±13
	P	2	3	-	1	3	3	2	±1
	K	1	0	-	7	-	-	1	±3
	Lv	17	29	-	7	4	10	11	±10
	L _s	-	-	3	-	1	9	2	±3
	M	46	45	47	31	48	51	45	±7
QFL %	Q	64	42	95	78	86	56	70	±18
	F	5	6	0	11	5	6	6	±3
	L	31	52	5	11	9	38	24	±17
QpLvL _s %	Qp	58	15	93	84	86	35	62	±28
	Lv	42	84	-	16	12	33	31	±27
	L _s	0	1	6	0	2	31	7	±11
QmFL _t %	Qm	20	33	23	25	33	34	28	±6
	F	5	6	0	11	6	6	6	±3
	L _t	75	62	77	64	61	60	66	±7
OmOpL %	Qm	21	35	23	28	35	37	30	±6
	Qp	46	10	72	60	56	22	44	±22
	L	33	55	5	12	9	41	26	±18
	P/F	0,78	1	0	0,05	1	1	0,64	±0,44
	Qp/Q	0,69	0,22	0,76	0,68	0,61	0,38	0,56	±0,21
	Lv/L	1	1	0	1	0,86	0,51	0,73	±0,37

Štruktúra metapieskovcov je blastopsamitová s variabilným stupňom tlakovej deformácie klastických zŕn. Základná hmota metapieskovcov je metamorfne rekryštalizovaná, mikrolepidogranoblastickej, prípadne mikrolepidoblastickej štruktúry.

Na tomto mieste treba spomenúť všeobecný problém matrix v slabo štruktúrne vytriedených pieskovochoch. Navyše v prípade metapieskovcov gelnickej skupiny je tento problém znásobený regionálnou metamorfózou a vysokým vekom sedimentov.

Základná hmota alebo matrix metapieskovcov gelnickej skupiny je v zmysle klasifikácie DICKINSONA (1970) "pseudomatrix". Je zložená jednak z rekryštalizovaného a nízkostupňovo premeneného pôvodného klastického ílu, jednak z deformovaných klastických zŕn bridlic, ktoré boli pravdepodobne v pieskovochoch medzi rigidnejšími zrnami rozotierané a likvidované. Týmto procesom (grauwakitizácia podľa KUENENA, 1966) dochádza k sekundárnemu obohateniu metapieskovcov o základnú hmotu a zároveň k obohateniu o stabilné zložky, teda kremeň a úlomky stabilných hornín. Hlavnými kritériami existencie pseudomatrix v metapieskovochoch gelnickej skupiny sú veľké medzery a pseudofluidálne alebo vejárovité či plameňovité mikroštruktúry v rekryštalizovanej matrix medzi rigidnými zrnami. Vysoké % obsahu základnej hmoty v štuďovaných metapieskovochoch tento proces jednoznačne dokladá.

Približne zo 70 modálnych analýz metapieskovcov bolo na určenie modálneho zloženia vybraných 50 (tab. 1, 2, 3) s cieľom priblížiť sa čo najhodnovernejšie k ich pôvodnému zloženiu a takto sa pokúsiť získať údaje na interpretáciu zdrojovej oblasti.

Zloženie metapieskovcov bolo charakterizované dvoma skupinami petrografických parametrov. Prvá skupina (započítaných približne 2000 – 3000 zŕn) prináša všeobecné údaje o zložení metapieskovcov, vrátane zastúpenia pseudomatrix. Druhá skupina (počítaných 1000 – 2000 zŕn) vyjadruje pomerné zastúpenie detritických zŕn, ktoré sú v štruktúre dobre rozlíšiteľné a tvoria základ štruktúry mimo pseudomatrix (vyjadrené v % QFL; QmQpL %; QmFL₁; Q_pL_vL_s %).

Prevládajúcou zložkou medzi detritickými zrnami vo väčšine metapieskovcov je kremeň. Boli rozlišované dva genetické typy kremeňa – monokryštalický a polykryštalický. Pre monokryštalický kremeň je všeobecne určujúca vulkano-plutonická, prípadne vysokometamorfná proveniencia. V metapieskovochoch gelnickej skupiny je vysoký obsah kremeňa vulkanogénneho pôvodu v monokryštalickej frakcii, často so zachovanými vulkanogénnymi znakmi. Hrubozrnný polykryštalický kremeň je odvodzovaný od magmatogénneho, prípadne vysokometamorfného alebo hydrotermálneho zdroja. Proveniencia drobnozrnného polykryštalického kremeňa je všeobecne odvodzovaná z nižšiestupňových metamorfných zdrojov, prípadne zo sedimentárnych silicítov.

Živce sú v metapieskovochoch gelnickej skupiny všeobecne málo zastúpené (v priemere 2 – 3 %). Sú reprezentované predovšetkým reliktnými dvojčatne lamelovanými plagioklasov, ktoré boli v procese metamorfných premien sedimentu zmenené na albit a nezachovali si pôvodný obsah anortitovej zložky. Alkalické živce sú zachované všeobecne v relatívne malom množstve. Sporadicky bol zistený ortoklas, prevláda však mikropertit.

Málo zastúpené relikty klastickej sludy (do 0,5 %) reprezentujú najskôr rozložené zvyšky biotitu vulkanogénneho pôvodu.

Tab. 3 Petrografické parametre pieskocov drnavského súvrstvia (n = 26)

Č. prof.		XVII.		XV.	XXIII.	XXII.			XXI.	VI.	III.		
Č. vzorky		XVII/ 168a	167a	147	243	233	236	237	223	51	24	25	28
%	Qm	23	23	13	30	7	19	23	25	24	19	28	27
	Qp	12	25	26	40	50	40	32	17	24	32	19	16
	P	2	2	2	2	3	2	2	1	-	1	0,5	1
	K	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0,5	1
	Lv	26	12	11	1	-	1	7	13	10	3	10	6
	L _s	3	2	3	1	1	1	-	8	3	-	-	1
	M	33	36	45	26	39	37	36	36	33	44	42	48
QFL %	Q	52	75	71	95	95	93	86	65	73	93	81	84
	F	4	3	3	3	4	3	3	2	0	2	1	4
	L	44	22	26	2	1	4	11	33	27	5	18	12
QpL _v L _s %	Qp	29	65	65	96	99	95	82	44	57	92	65	72
	Lv	64	29	27	2	-	3	17	34	38	8	35	25
	L _s	7	6	8	2	1	2	1	22	5	-	-	3
QmFL _t %	Qm	34	35	23	41	11	30	37	38	37	35	49	53
	F	4	3	3	3	4	3	3	2	0	2	1	3
	L _t	62	62	74	56	84	67	60	60	63	63	50	44
QmQpL %	Qm	36	36	24	42	12	31	38	39	48	36	49	55
	Qp	19	41	50	56	87	66	51	27	48	59	33	33
	L	45	23	26	2	1	3	11	34	4	5	18	13
	P/F	0,86	1	1	1	1	0,93	0,88	1	0	0,52	0,70	0,55
	Qp/Q	0,34	0,53	0,68	0,57	0,88	0,68	0,57	0,41	0,50	0,62	0,40	0,37
	Lv/L	0,91	0,84	0,78	0,52	0,00	0,60	0,94	0,61	0,89	1	1	0,91

pokračovanie tab. 3

Č. prof.		III.				IV.	II.				I.				X _c	
Č. vzorky		29	30	31	32	35	19	34a	33c	33b	6	10	12	13	107	\bar{x} S _x
	Qm	40	33	20	31	3	36	30	14	27	40	39	36	22	38	26 ± 10
	Qp	11	23	23	16	59	15	14	22	14	7	10	19	12	26	23 ± 13
	P	1	2	2	1	-	1	-	-	1	1	-	-	1	1	1 ± 0,8
	K	1	1	2	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	0,3 ± 0,5
	Lv	5	6	8	6	3	1	13	15	28	5	5	3	4	-	8 ± 7
	L _s	-	2	-	-	-	-	1	-	-	2	11	-	35	3	3 ± 7
	M	42	33	45	46	35	47	42	48	30	45	35	42	28	32	39 ± 6
	Q	89	84	78	89	96	97	75	71	59	87	75	95	44	94	80 ± 14
	F	3	3	7	1	0	1	0	1	1	1	0	0	1	31	3 ± 6
	L	8	13	15	10	4	2	25	28	40	12	25	5	55	4	17 ± 14
	Qp	70	72	72	75	96	98	50	60	33	51	39	84	18	90	68 ± 23
	Lv	30	20	28	25	4	2	47	40	67	35	20	16	8	0	24 ± 18
	L _s	-	8	-	-	-	-	3	-	-	14	41	-	74	10	8 ± 16
	Qm	70	50	36	84	5	49	51	28	39	84	58	69	32	56	44 ± 19
	F	3	3	7	1	0	1	0	1	1	1	0	0	1	2	2 ± 1,5
	L _r	27	47	57	15	95	50	49	71	60	15	42	31	67	42	54 ± 18
	Qm	72	51	38	58	5	25	51	28	40	74	58	70	32	57	42 ± 17
	Qp	20	36	45	30	91	73	25	43	20	13	16	25	12	39	41 ± 21
	L	8	13	17	12	4	2	24	29	40	13	26	5	56	4	17 ± 14
	P/F	0,59	0,46	0,46	1	-	1	-	0	1	1	0	0	1	1	0,66 ± 0,40
	Qp/Q	0,22	0,54	0,54	0,34	0,96	0,75	0,33	0,60	0,33	0,15	0,22	0,27	0,28	0,40	0,48 ± 0,20
	Lv/L	1	1	1	1	1	1	0,94	1	1	0,72	0,33	0,96	0,11	0,00	0,76 ± 0,32

Vysvetlivky k použitým symbolom v tab. 1, 2, 3:

Q = Q_m + Q_p — celkové množstvo detritických zŕn kremeňa;

Q_m = zrná monokryštalického kremeňa;

Q_p = zrná polykryštalického kremeňa;

F = P + K — celkové množstvo detritických zŕn živcov;

P = zrná plagioklasov;

K = zrná alkalických živcov;

L = L_v + L_s — celkové množstvo úlomkov hornín;

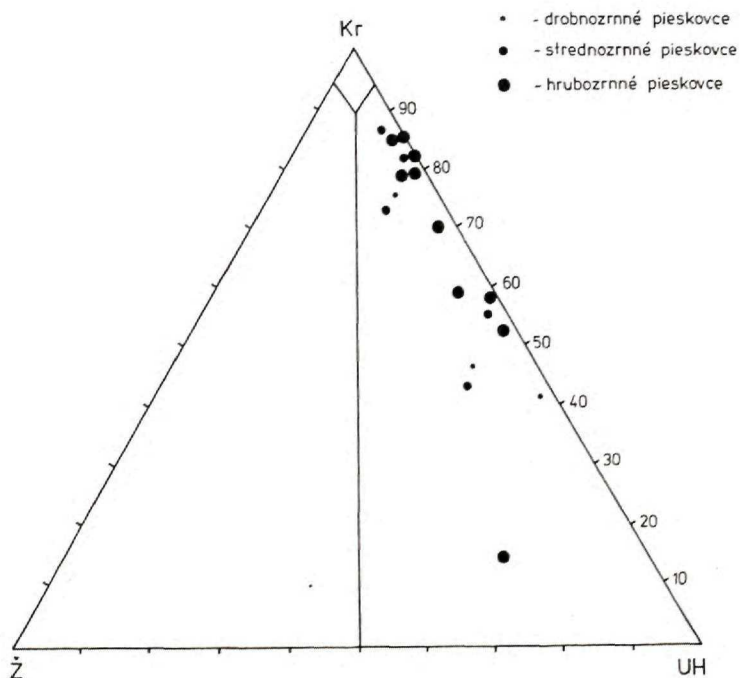
L_v = úlomky vulkanických hornín;

L_s = úlomky zo sedimentárnych, prípadne metasedimentárnych hornín;

L_t = L + Q_p — úlomky všetkých typov hornín spolu so zrnami polykryštalického kremeňa;

M = v tomto prípade charakterizuje obsah pseudomatrix, to znamená včítane dezintegrovaných úlomkov bridlíc; v tomto parametre je zahrnutý i obsah úlomkov klastickej sfudy.

Ďalšou skupinou detritických zŕn, významnou hlavne z hľadiska stanovenia proveniencie, sú úlomky hornín. Všeobecne výrazne prevládajú úlomky vulkanitov nad úlomkami sedimentov, resp. metasedimentov. Medzi úlomkami vulkanitov je možné odlíšiť úlomky z acidných až intermediárnych vulkanitov, ktoré majú mikrokryštalickú, prípadne blastofelzitovú štruktúru. Niektoré z nich obsahujú aj fragmenty porfýrických výrastlíc kremeňa, plagioklasu, biotitu. Pretože úlomky sedimentov sú plastické a ľahko podliehajú deštrukcii pri tlakovej deformácii a taktiež premenami v následných pro-

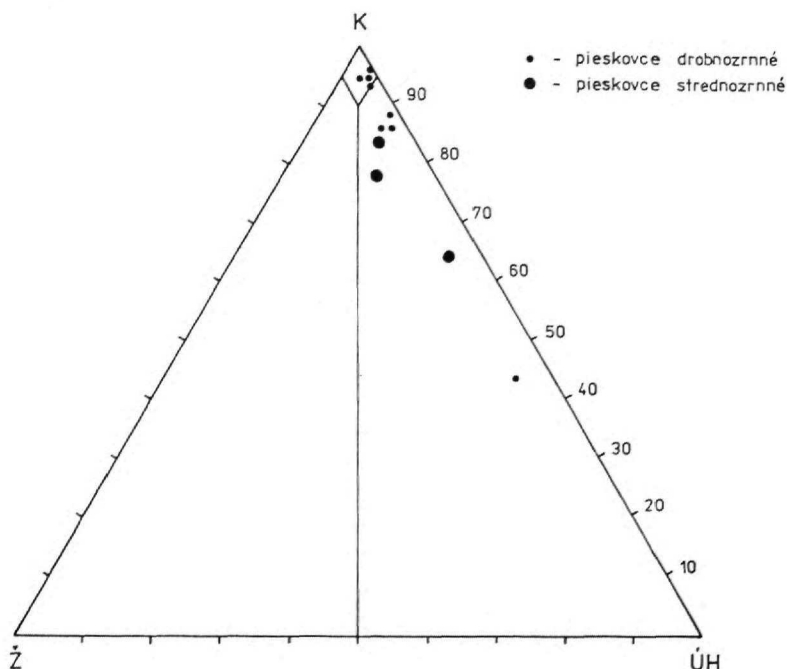


Obr. 1 Klasifikačný diagram metapieskovcov vlachovského súvrstvia (podľa PETTJOHN — POTTER — SIEVER, 1972)

cesoch diagenetických a nízkometamorfných premien, sú ťažšie odlíšiteľné a ľahko splývajú s pôvodnou matrix. K úlomkom, ktoré je možné odlíšiť, patria lydity, grafiticko-sericitické bridlice, siltovce, jemnozrnné pieskovce a kremité bridlice. U časti úlomkov pozorovať výraznú prednostnú orientáciu kremeňa a fylosilikátov v ich štruktúre, čo svedčí o ich predsedimentárnej nízkometamorfnej premene. Práve úlomky relatívne kremitejších sedimentov, metamorfne premenených sedimentov a tiež extrémne bohatých na grafitový pigment sú v štruktúre dobre viditeľné. Pôvodné synsedimentárne intraklasty ílovitých bridlíc boli v podstatnej miere zmenené a stali sa súčasťou pseudomatrix.

Na základe zloženia detritických zŕn v metapieskovcoch a vysokého obsahu pseudomatrix, ktorý dovoľuje predpokladať viac ako 15 % množstva pôvodnej ílovitej základnej hmoty, priraďujeme metapieskovce gelnickej skupiny ku skupine drôb (v zmysle klasifikácie PETTJOHNA – POTTERA – SIEVERA, 1972). Podľa pomerného zastúpenia kremeňa – živcov, úlomkov hornín patria metapieskovce vlachovského súvrstvia ku skupine litických drôb (obr. 1) a pieskovce drnavského súvrstvia a súvrstvia Bystrého potoka ku kremenným a litickým drobám (obr. 2, 3).

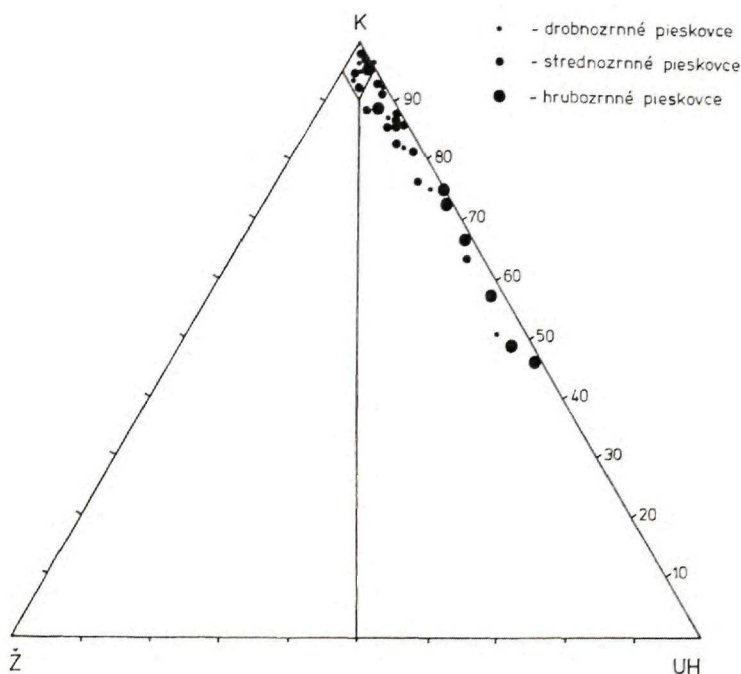
Mineralogické zloženie metapieskovcov vo všetkých troch súvrstviach nejavi žiadne závislosti od veľkosti zrna. To znamená, že sedimenty boli transportované turbiditovými prúdmi do hlbších častí pôvodného sedimentačného bazénu zo zmiešaných zdrojov.



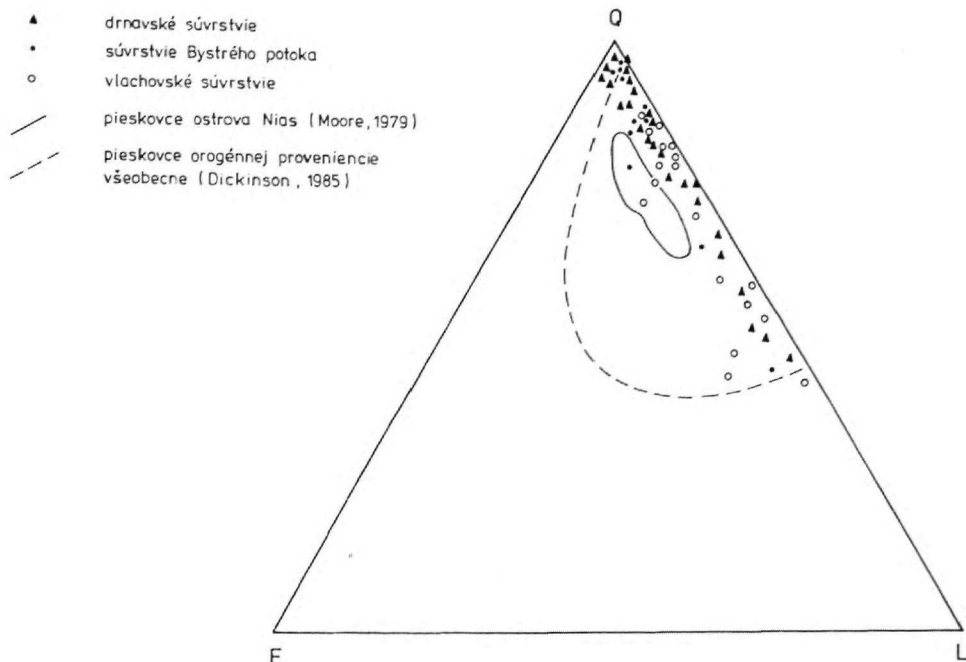
Obr. 2 Klasifikačný diagram metapieskovcov súvrstvia Bystrého potoka (podľa PETTJOHN — POTTER — SIEVER, 1972)

Petrografické a petrofaciálne parametre osobitne pre každú skupinu metapieskovcov sú vyjadrené v tab. 1, 2, 3 a sumárne priemerné hodnoty so štandardnými odchýlkami v tab. 4. Všeobecné rozdiely sú najlepšie viditeľné na základe priemerných hodnôt petrofaciálnych parametrov vyjadrených v QFL %, $Q_p L_v L_s$ %, $Q_m FL_t$ % a $Q_m Q_p L$ % (tab. 4; obr. 4, 5, 6, 7). Generálne v smere od najstaršieho k najmladšiemu súvrstviu stúpa obsah kremeňa a naopak, klesá obsah úlomkov hornín, z nich predovšetkým úlomkov vulkanitov. Mierne klesajúci trend v smere do nadložia pozorovať i v zastúpení živcového detritu, ktorého pôvod je zviazaný s vulkanogénnym zdrojom. Mierne stúpajúci trend preukazuje zastúpenie zŕn polykrystalického kremeňa, čo by znamenalo zvýrazňovanie sedimentárneho a metasedimentárneho detritu v porovnaní s vulkanogénnym v smere do nadložia. Naopak, korelácia medzi monokryštalickým kremeňom a úlomkami vulkanitov, prípadne živcov nie je výrazná, čo by znamenalo, že monokryštalický kremeň môže reprezentovať okrem vulkanogénneho i hlbinný, magmatický zdroj. Nízky obsah alkalických živcov, ktorý tomu odporuje, by mohol byť spôsobený intenzívnym chemickým zvetrávaním v zdrojovej oblasti. Rovnaké trendy potvrdzujú i hodnoty pomerov P/F, Qp/Q a Lv/L (tab. 4).

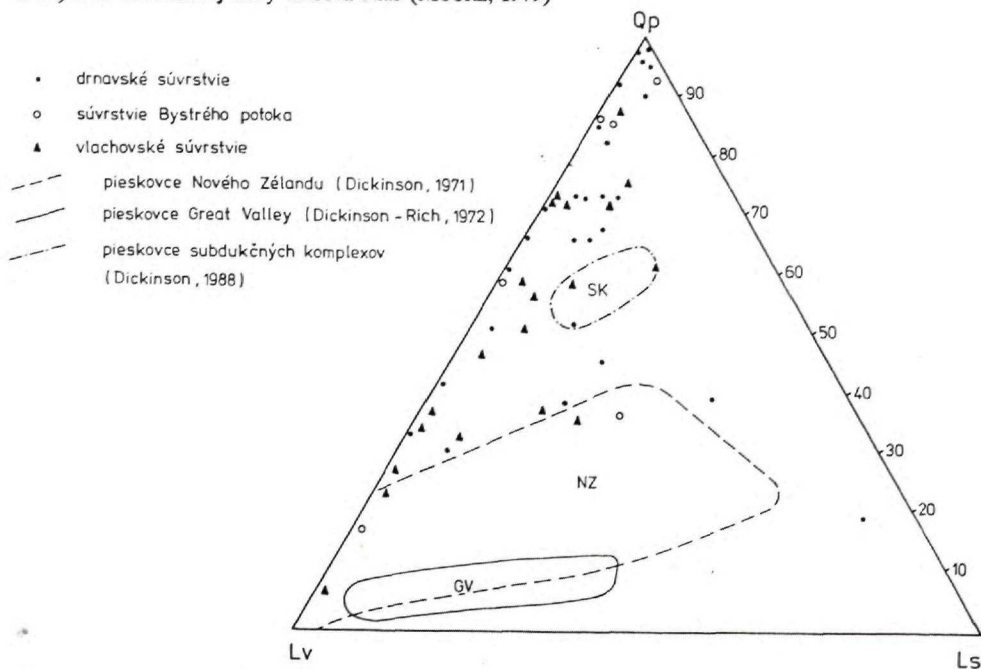
Stupeň regionálnej premeny metapieskovcov gelnickej skupiny korešponduje so zistenými asociáciami metamorfovaných minerálov v koexistujúcich fylitoch (spodná časť nízkotlakovej fácie zelených bridlíc). Pri metamorfnej premene došlo len k čias-



Obr. 3 Klasifikačný diagram metapieskovcov drnavského súvrstvia (podľa PETTIJOHN — POTTER — SIEVER, 1972)



Obr. 4 Diagram znázorňujúci QFL petrofaciálne parametre metapieskovcov gelnickej skupiny. Na porovnanie sú na diagrame vyčlenené polia pre pieskovce orogénnej proveniencie všeobecne (DICKINSON, 1985) a zo subdukčnej zóny ostrova Nias (MOORE, 1979)

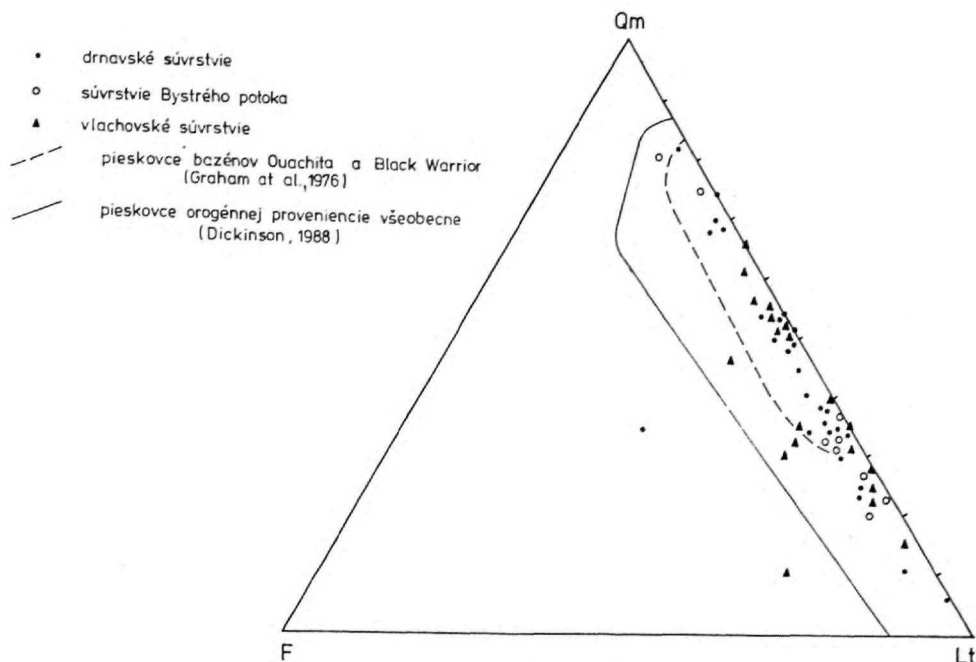


Obr. 5 Zloženie metapieskovcov gelnickej skupiny vyjadrené pomocou QpLvLs parametrov. Na porovnanie sú uvedené polia charakterizujúce sekvencie pieskovcov predobľukových bazénov (Great Walley a N. Zéland) a subdukčných komplexov (Nias)

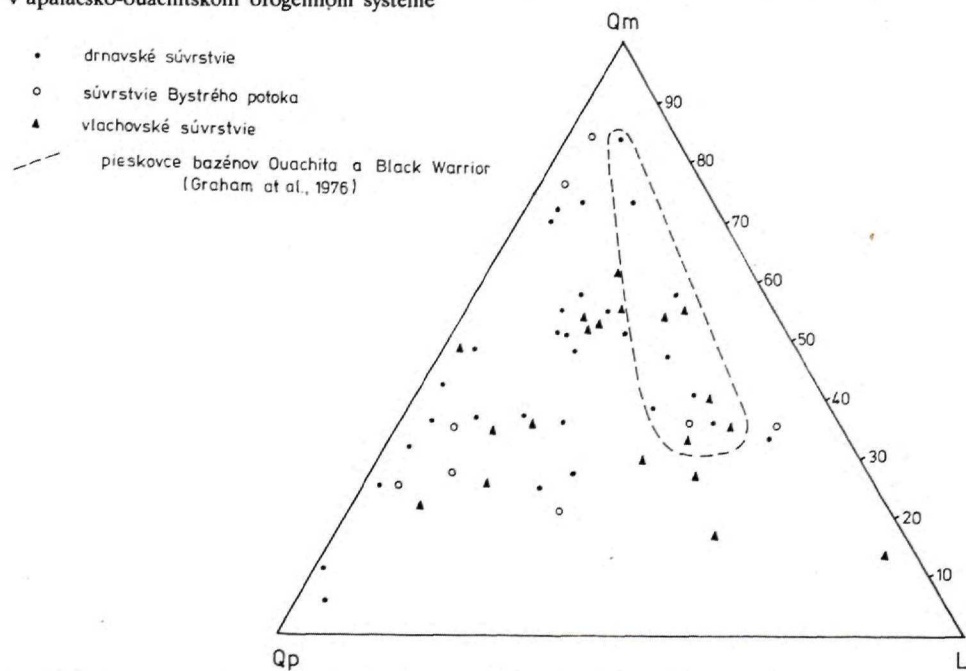
Tab. 4 Priemerné hodnoty petrofaciálnych parametrov jednotlivých skupín metapieskovcov gelnickej skupiny

	Q _m	Q _p	P	K	L _v	L _s	M	QFL %			QpLvLs %		
								Q	F	L	Q _p	L _v	L _s
vlachovské súvrstvie	27	20	2	1	17	2	31	70	3	27	53	40	7
súvrstvie Bystrého potoka	16	23	2	1	11	2	45	70	6	24	62	31	7
drnavské súvrstvie	26	23	1	0,3	8	3	39	80	3	17	68	24	8

	QmFLt %			QmQpL %			P/F	Q _p /Q	L _v /L
	Q _m	F	L _t	Q _m	Q _p	L			
vlachovské súvrstvie	40	4	56	40	31	29	0,74	0,43	0,84
súvrstvie Bystrého potoka	28	6	66	30	44	26	0,64	0,56	0,73
drnavské súvrstvie	40	2	54	42	41	17	0,66	0,48	0,76



Obr. 6 QmFLt detritické módy metapieskovcov gelnickej skupiny. Poli. vyznačené na diagrame zodpovedajú pieskovcom orogénnej proveniencie všeobecne a karbónskym pieskovcom zvyškových bazénov v apalaško-ouachitskom orogénnom systéme



Obr. 7 Zloženie metapieskovcov gelnickej skupiny vyjadrené v QmQpL parametroch

točnej kataklastickej deformácii detritických zŕn, prejavenej veľmi variabilne. Obvykle sú zrná obrastené lemami z novotvoreného kremeňa a šupiniiek fylosilikátov, v prípade zŕn živcov tiež lemami albitu. Pôvodne ílovitá matrix spolu s úlomkami synsedimentárnych bridlíc je rekryštalizovaná. Asociácia nízkometamorfnych minerálov je reprezentovaná kremeňom + muskovitom \pm albitom. Tieto minerály sú spravidla zasadené grafitovou substanciou, rutilom a turmalínom.

Interpretácia proveniencie metapieskovcov gelnickej skupiny

Interpretácia proveniencie na základe zloženia detritu metapieskovcov sa v posledných dvadsiatich rokoch v sedimentárnej petrografii využíva na riešenie paleogeografických, a hlavne paleotektonických otázok (DICKINSON – SUCZEK, 1979; DICKINSON – VALLONI, 1980; DICKINSON, 1985 a mnohí ďalší). Na základe variácie petrofácií boli empiricky stanovené rôzne proveniencie s vymedzením širších tektonických elementov ako zdrojových oblastí. Sú to 1. stabilný kratón kontinentálneho bloku; 2. vyzdvihnuté masívy podložia alebo erodovaný oblúkový plutón; aktívny magmatický oblúk alebo kontinentálny okraj; 4. recyklovaný orogén vrátane vyzdvihnutých subdukčných komplexov, kolíznych sutúrových pásiem a zaoblúkových vrásovo-prešmykových zón. Pre každú z týchto geotektonických zón je charakteristická určujúca petrofácia.

Ako vyplýva z petrofáciálnej analýzy metapieskovcov gelnickej skupiny, na ich zložení sa podieľa zmiešaný typ petrofácií. Najvýraznejšia je vulkanoklastická petrofácia, ktorá je charakteristická vysokou hodnotou pomerov L_v/L a P/K , v tomto prípade i vysokým obsahom monokryštalického kremeňa. Silno varujúca korelácia medzi Q_m a L_v naznačuje, že pôvod monokryštalického kremeňa treba odvodzovať i od iného zdroja, čím by mohli byť staré magmatické masívy (čo potvrdzuje i analýza ťažkých minerálov). Dobré chemicky zvetraný kontinentálny zdroj klastického detritu vysvetľuje i nedostatok živcov, zvlášť živcov alkalických. Prínos sedimentárnych a metasedimentárnych úlomkov vrátane polykryštalického kremeňa indikuje vplyv kvarcolitickej petrofácie, ktorá by mohla byť odvodená od recyklovaných sedimentov možno i z vyzdvihnutého subdukčného komplexu. Výrazný vplyv vulkanoklastického detritu umožňuje viazať genézu sedimentačného bazénu gelnickej skupiny s okrajom aktívneho kontinentu, najskôr v predoblúkovom (arc-trench) priestore. Turbiditový typ sedimentácie, asociovaný s intenzívnou vulkanickou činnosťou a gravitačnými sklzmi vulkanoklastického, resp. zmiešaného vulkano-sedimentárneho detritu, by tomu nasvedčovali.

Petrofácie pieskovcov odvodzovaných od synorogénnych zdrojov boli opísané z rôznych častí subdukčno-kolíznych pásiem (obr. 3, 4, 5, 6). Pieskovce flyšových turbiditov z karbónskych sekvencií Ouachita a Black Warrior boli interpretované ako uloženiny zvyškového bazénu situovaného v intrasutúrovom priestore apalačko-mauretánskeho kolízneho orogénu (GRAHAM et al., 1976). Pieskovce vznikajúce v geotektonickej pozícii predoblúkového bazénu, ktorých zloženie je ovplyvnené detritom z vulkanického oblúku a taktiež z vytláčaného subdukčného komplexu, boli opísané z terciérnych i mezozoických subdukčných komplexov, napr. ostrov Nias v Indonézii

(MOORE, 1979), Great Valley sekvencia v Kalifornii (DICKINSON – RICH, 1972), z alpských komplexov Nového Zélandu (DICKINSON, 1971).

Pre všetky tieto petrofácie je charakteristické prevládanie vulkanoklastického detritu nad úlomkami sedimentárnych/metasedimentárnych hornín a variabilné zastúpenie Qm a Qp.

Obdobné trendy boli zistené i v metapieskovcoch gelnickej skupiny. Relatívne ochudobnenie o živcový detrit voči pieskovcom z mezozoických a terciérnych subdukčných zón vyplýva hlavne z rozdielneho veku, a teda likvidácie časti živcového, ale i litického detritu v procesoch diageneticko-nízkometamorfných premien sedimentov gelnickej skupiny.

Analýza ťažkých minerálov

Pravidlo, že zloženie pieskovcov je priamo závislé od charakteru zdrojovej oblasti, platí i pre spoločenstvá ťažkých minerálov obsiahnutých v nich. Takýmto spôsobom sa stáva spoločenstvo ťažkých minerálov hodnotným údajom, použiteľným na stratigrafickú koreláciu v rámci sedimentačného bazénu, pretože odráža eróznú úroveň a zloženie zdrojovej oblasti v určitom časovom horizonte. Je všeobecne známe, že charakter spoločenstva ťažkých minerálov je ovplyvnený procesmi zvetrávania v zdrojovej oblasti, fyzikálnymi činiteľmi transportu, stupňom rezistencie minerálov a tiež procesmi intrastratálneho rozpúšťania počas diagenézy, či ďalších premien. Množstvo druhov ťažkých minerálov v sedimente klesá s jeho vekom (PETTJOHN, 1941). Opačný trend preukazuje stupeň stability minerálov, to znamená, že počet rezistentných minerálov priamo úmerne s časom stúpa.

Analýza ťažkých minerálov z metapieskovcov gelnickej skupiny bola urobená štandardným postupom používaným pre umelé šlichy. Pevný materiál sa rozdrvil a po rozkvarovaní a rozsitovaní sa ťažká frakcia oddelila v bromoforme za použitia navážky 10 g. Osobitne bola oddeľovaná zrnitostná frakcia 0,25 – 0,1 mm a frakcia 0,1 – 0,05 mm. Základom kvantitatívneho vyhodnotenia bolo počítanie 150 zrn vo frakcii 0,25 – 0,1 mm a 300 zrn vo frakcii 0,1 – 0,05 mm.

O p i s m i n e r á l o v

Anatas

Patrí k veľmi vzácné zastúpeným minerálom. Bol zistený v zanedbateľnom množstve v drnavskom súvrství (profil č. III, vz. č. 31) a relatívne v hojnejšom množstve v súvrství Bystrého potoka (profily č. VII, XV). Anatas má zelenomodrú alebo svetlohnedú farbu. Tvorí dipyramidálne a tabuľkovité kryštálky tetragonálnej súmernosti. Na lomných ploškách je priehľadný. Kryštalografické plôšky majú vysoký diamantový lesk a jemné ryhovanie. Anatas patrí k pomerne rezistentným minerálom (stupeň tvrdosti 5,5 – 6,0 podľa ROSTA, 1956). Najčastejšie sa vyskytuje v asociácii s ostatnými Ti-

minerálmi. Nepatrí v horninách k veľmi rozšíreným akcesorickým minerálom. Zdrojovou oblasťou anatasu môžu byť granitoidné a dioritové magmatické horniny, pegmatity, menej ruly. Pokiaľ vystupuje ako produkt premeny po iných titanových mineráloch, nevytvára kryštálové formy, ale skôr práškovité agregáty.

Apatit

Patrí k priebežne zastúpeným minerálom, ale jeho obsah je variabilný. Apatit tvorí stĺpcovité alebo tabuľkovité kryštáliky, zväčša úlomkovito obmedzené, skleneného lesku. Časť z nich nesie na povrchu stopy opracovania. Zrná sú priehľadné, bezfarebné, menej často slabo žltohrdzavo sfarbené. Veľmi často obsahujú drobné uzavreniny čiernej farby, najskôr grafitu. Bežné sú zonárne kryštály s abrazívne zaoblenými jadrami, ktoré sú často extrémne bohaté na grafitový pigment. Stĺpcovité kryštáliky apatitu majú dokonalú odľučnosť podľa spodnej plochy. Apatit má vysoký lom, nízky dvojlom, rovnobežné zhášanie.

V dôsledku dokonalej odľučnosti podľa spodnej plochy je to málo rezistentný minerál, hoci sa vyznačuje stredným stupňom tvrdosti (5,0). Zdrojovou oblasťou apatitu môže byť široká škála vulkanických, magmatických, nízko- i vysoko-metamorfovaných, ako aj sedimentárnych hornín.

Epidot

Nie je bežnou súčasťou asociácie ťažkých minerálov. Tvorí nepravidelne obmedzené úlomkovité zrnká žltej a žltozelenkavej farby. Je priehľadný, skleneného lesku, dvojosový, s pestrými interferenčnými farbami. V prípade metapiesskovcov gelnickej skupiny nemusí patriť len ku skupine ťažkých minerálov diagnostických pre ich provenienciu. Časť zrn patrí k spoločenstvu regionálne nízkometamorfovaných a kontaktne termických minerálov.

Hematit

Tvorí úlomky čiernych tabuľkovitých kryštálikov, často vysokého kovového lesku, s višňovočerveným vrypom. Boli zistené zemité variety hematitu višňovočervenej farby. Hematit je minerálom veľmi nízkej tvrdosti, málo odolným pri transporte. Nepatrí k tým diagnostickým minerálom, ktoré možno pri analýze starších sedimentov brať do úvahy.

Ilmenit

Patrí k priebežným opakovým minerálom. Tvorí zaoblené zrná nepravidelného tvaru, alebo tabuľkovité kryštály trigonálnej súmernosti. Ilmenit je v dopadajúcom svetle čierny, slabého kovového lesku, obvykle zrnitého povrchu. Má nerovný lom bez znakov štiepatelnosti. Charakteristické sú svetlé zemité povlaky na povrchu (škvrnitý ilmenit;

BAILEY et al., 1956). Je elektricky vodivý i magnetický, pomerne rezistentný, s tvrdosťou 5 – 6.

Ako akcesória sa ilmenit vyskytuje v intermediárnych i bázických magmatických horninách a v ich erupčných ekvivalentoch, ako aj v kryštalických bridliciach.

Leukoxén

Jeho rozšírenie je úzko zviazané s ilmenitom. Tvorí dokonale zaoblené zrná, v dopadajúcom svetle bielej, žltej, alebo hnedastej farby. Leukoxén je nepriehľadný, zrnitého vzhľadu, matného lesku. Vzniká ako produkt premeny po ilmenite.

Magnetit

V metapieskovcoch sa vyskytuje v malom množstve. Nevytvára kryštalové tvary, ale iba ostrohranné, prípadne polozaoblené zrná. Je matný, kovového vzhľadu, silno magnetický. Zdrojovou oblasťou môže byť široká škála magmatických a erupčných hornín a tiež kryštalické bridlice a amfibolity.

Pyrit

Nie je zastúpený priebežne. Najčastejšie tvorí kryštály v tvare kocky a pentagón-dodekaédra, ale vystupuje i v podobe nepravidelných zrn. Pyrit má mosadzne žltú farbu, kovový lesk. Zvyčajne je zachovaný čerstvý, bez sekundárnych zákalov. Nepatrí k prvotnej asociácii ťažkých minerálov.

Rutil

Patrí k priebežne zastúpeným ťažkým minerálom. Tvorí zrná dlhostĺpcového habitu, zväčša úlomkovito obmedzené, s variabilným stupňom mechanického opracovania na povrchu (až po dokonale zaoblené zrná). Ojedinele sú zachované stopy pozdĺžneho ryhovania na povrchu kryštálov, orientovaného paralelne s osou "c". Rutil je priehľadný minerál vysokej tvrdosti (6,5) a odolnosti. Má kovový lesk. Vzácné boli zistené relikty kolenových a srdcových dvojčatných zrastov. Farba rutilu je červenohnedá, tmavohnedá. Zháša rovnobežne, pričom interferenčné farby sú značne ovplyvňované jeho tmavým sfarbením.

Vzhľadom na tmavé sfarbenie zrn rutilu a jeho relatívne hrubokryštalický habitus (i keď zachovaný len v reliktoch) môžeme predpokladať jeho pôvod z granitoidných a z vysokometamorfovaných hornín (ruly, amfibolity, eklogity). V dôsledku jeho vysokej odolnosti nie je vylúčená ani recyklicita zo starších sedimentov.

Šľudy

V analyzovaných vzorkách prechádzali do ťažkej frakcie predovšetkým šupinky chloritu. Vzácné boli zistené úlomky kryštálov hnedého biotitu, zvlášť v horninách



dotknutých prejavmi kontaktnej premeny. Sporadicky sa vyskytujú zrná biotitu s uzavreninami rutilu sagenitovej štruktúry. Tieto kryštáliky biotitu môžu reprezentovať klasický biotit magmatického pôvodu.

Titanit

Vyskytuje sa iba sporadicky. Vytvára kryštály klinovitého tvaru, úlomkovite obmedzené. Je hnedej a žltohnedej farby, má sklený až takmer diamantový lesk. Časť kryštálov titanitu obsahuje tmavé jadrá zložené najskôr z ilmenitu. V dopadajúcom svetle majú niektoré kryštály na povrchu jemný zemitý povlak (xantitán, identický s anatasom podľa GONIHO, 1957).

Zdrojovou oblasťou titanitu môžu byť granitoidné masívy, metamorfované horniny, zvlášť amfibolity a tiež eruptívne horniny.

Turmalín

Patrí k priebežným a k najhojnejšie zastúpeným minerálom ťažkej frakcie metapieskovcov. Podľa tvaru možno zrná turmalínu rozdeliť na dve skupiny. Do prvej skupiny sme zaradili opracované zrná guľovitého alebo vajcovitého tvaru a tie opracované zrná, u ktorých zostali ešte slabé reliktý pôvodného tvaru. Druhú skupinu zrn tvoria úlomky stĺpcových kryštálov s dobre viditeľnými kryštalografickými plochami. Na hranolovitých plochách kryštálov turmalínu pozorovať jemné priehlbinkovité stopy. Bežné sú jemné uzavreniny nepriesvitných minerálov. Turmalín je priehľadný minerál skleného lesku, bez štiepatelnosti, nerovnomerného lomu. Najbežnejšia farba je hnedá, hnedozelená. Podľa toho je možné usudzovať, že najviac zastúpené sú turmalíny Mg-Fe izomorfného radu (skoryloyo-dravitového). V malom množstve boli zistené čisto zelené (verdelit) i modré odrody turmalínu (indigolit). V jednom prípade sa našlo i zrno ružovo sfarbeného turmalínu (rubelit).

Turmalín je typický minerál granitových pegmatitov, pneumatolytických žíl a niektorých granitov. Bežne sa vyskytuje v kyslých vulkanických a vulkanicko-sedimentárnych komplexoch. Podľa stupňa odolnosti voči chemickým a mechanickým účinkom počas transportu patrí k najstabilnejším minerálom. Preto môže byť aj recyklovaný zo starších sedimentov, zvlášť dobre opracované zrná.

Bežným javom sú novotvorené lemy okolo dobre opracovaných starších zrn. Nezriedka i tieto lemy, zložené z turmalínu II. generácie, nesú stopy opracovania. To je jasný dôkaz recyklicity. Okrem toho boli zistené i kryštalograficky obmedzené zrná turmalínu, ktoré obsahovali uzavreniny dokonale opracovaného staršieho turmalínu.

Zirkón

Medzi ťažkými minerálmi metapieskovcov gelnickej skupiny patrí zirkón k najviac zastúpeným a vo frakcii 0,1 – 0,05 mm dokonca k prevládajúcim minerálom. Zrná zirkónu rozdeľujeme na základe vonkajších znakov na tri skupiny. Do prvej skupiny boli zaradené opracované zrná oválneho a okrúhleho tvaru. Druhú skupinu tvoria

kryštalograficky obmedzené zrná a tretiu tmavo sfarbené a nepriehľadné metamiktné zirkóny. Až na posledný typ je zirkón priehľadný minerál, má vysoký lesk a tvrdosť (7,5). Je bezfarebný, ružový, červený a červenohnedý. Ružové, červené a tmavé, červenohnedé zirkóny sa v prevahe vyskytujú v skupine dobre až dokonale opracovaných zrn (odrody malakón a hyacint). Kryštalograficky obmedzené zrná sú predovšetkým svetloružové alebo bezfarebné. Zirkón má rovnobežné zhášanie, vysoký lom i dvojlom. Je to minerál veľmi odolný voči chemickému a mechanickému zvetrávaniu, a preto je jedným z indikátorov zrelosti sedimentov.

Podľa typologickej klasifikácie zirkónov, ktorú vypracovali autori PUPIN – TURCO (1972), medzi kryštálmi v zistených asociáciách prevládajú typy S (hlavne S_{17} , S_{25} , S_{10} , S_{12} , S_4 , S_5 , S_{13} , S_{11}) a T (hlavne T_{13}).

Zdrojovou oblasťou zirkónu sú v najväčšej miere kyslé až intermediárne magmatické horniny a ich erupzívne ekvivalenty. Keďže ide o rezistentný minerál, môže prechádzať aj do viacerých sedimentačných cyklov.

Kvantitatívne vyhodnotenie ťažkých minerálov

Pri kvantitatívnom vyhodnocovaní ťažkých minerálov z metapieskovcov gelnickej skupiny bola osobitne vyhodnotená frakcia 0,25 – 0,1 mm a frakcia 0,1 – 0,05 mm. V každej vzorke boli počítané iba priesvitné minerály, ktorých asociáciu sme považovali za určujúcu pre charakterizovanie proveniencie. Vysoký vek študovaných sedimentov dával predpoklad, že asociácia ťažkých minerálov bude monotónna, a preto sme sa sústredili na ich počítanie nielen podľa druhu, ale i podľa tvaru. Počítali sme tieto minerály: turmalín, zirkón, apatit, rutil a kategóriu iné, v rámci ktorých je zahrnutý anatas, titanit, epidot a sporadicky monazit a allanit. Ak bol vo vzorke spozorovaný zvýšený obsah niektorého z minerálov zaradených do kategórie "iné", bola jeho početnosť vyjadrená osobitne.

Zirkón a turmalín, ktoré sú dominantne zastúpené v ťažkých mineráloch metapieskovcov gelnickej skupiny, boli osobitne kvantitatívne vyhodnocované z hľadiska tvaru ich zrn (opracované a kryštalograficky obmedzené zrná turmalínu; metamiktné, opracované a kryštalograficky obmedzené zrná zirkónu). Všetky zrná rutilu nesú stopy opracovania, prípadne sú dokonale opracované. Svetlohnedé ihličkovité kryštálky rutilu, ktoré sú v metasedimentoch gelnickej skupiny súčasťou asociácie nízkometamorfovaných minerálov, neboli do celkového počtu zahrnuté. Sú ľahko odlišiteľné a poväčšine tvoria uzavreniny v úlomkoch hornín. Podobne i drobný, dlhostlpcový turmalín.

Kvantitatívne vyjadrenie zloženia ťažkých minerálov z metapieskovcov gelnickej skupiny podľa jednotlivých súvrství (v oboch uvedených zrnitostných frakciách) je zhrnuté v tabuľkách 5 – 10. V osobitnej tabuľke (11) sú na porovnanie uvedené analýzy ťažkých minerálov zo štóskeho a rožňavského súvrstvia, ktoré vystupujú v nadloží gelnickej skupiny. V tabuľke 12 sú zhrnuté priemerné módy jednotlivých minerálov osobitne pre každé súvrstvie v oboch zrnitostných frakciách. Pri hodnotení priemerného zloženia ťažkých minerálov z metapieskovcov súvrstvia Bystrého potoka sa ne-

Tab. 5 Modálne zloženie ťažkých minerálov (frakcia 0,25 — 0,1 mm) vyjadrené v % (n = 15) — vlahovské súvrstvie

Č. profilu	XIII.				XIV.					IX.				XVI.		\bar{x} ; Sd
Č. vzorky	128	126	124	120	134	132	131	139	137	94	91	90a	90b	149a	155a	
turmalín (kr)	2	st.	3	3	2	10	1	0,5	1	1	2	2	-	1	-	2 ± 2
turmalín (zr)	22	41	35	49	47	43	56	36	56	42	39,5	33	28	46	44	41 ± 9
zirkón (m)	-	4	6	3	2	1	3	1	3	2	2	5	5	2	2	2,5 ± 2
zirkón (kr)	3	1	-	2	-	2	-	0,5	1	1	6	2	1	-	-	1 ± 1
zirkón (zr)	30,5	33	37	21	39	27	20	18	29	30	42	35,5	46	22	31	30 ± 8
rutil	14	13	12	13	-	8	3	36	2	15	4	17,5	12	22	23	13 ± 9
apatit	30,5	8	8	27	4	9	17	8	8	9	5,5	5	8	1	st.	9,5 ± 8
epidot	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	1 ± 2
ZTR index %	66,5	91	90	86	88	79	82	91	90	89	87,5	91	91	92	100	88 ± 7

Tab. 7 Modálne zloženie ťažkých minerálov (frakcia 0,25 — 0,1 mm) vyjadrené v % — súvrstvie Bystrého potoka

Č. profilu	VII.				\bar{x} ; Sd
Č. vzorky	75	74	65	69	
turmalín (kr)	3	12	-	11	6,5 ± 5
turmalín (zr)	54	54	46	28	45,5 ± 12
zirkón (m)	-	1	5	st.	1,5 ± 2
zirkón (kr)	2	st.	st.	2	1 ± 1
zirkón (zr)	29	15	34	27	26 ± 8
rutil	11	12	11	24	14,5 ± 6
apatit	1	6	4	8	5 ± 3
ZTR index %	94	81	91	79	86 ± 7

Tab. 6 Modálne zloženie ťažkých minerálov (frakcia 0,1 — 0,05 mm) vyjadrené v % (n = 25) — vlahovské súvrstvie

Č. profilu	XIII.											XIV.			
	129	128A	128B	127	126	125	124	123	120	122	121	134	132	135	136
turmalín (kr)	-	3	1	6	1,5	3,5	4	3,5	3	5	7	7	4,5	5	11
turmalín (zr)	16	17	11	15	7,5	24	19	16	27	27	30	20	7	12	33
zirkón (m)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	st.	1	-
zirkón (kr)	9,5	3	2	1	3	3,5	3,5	3,5	5	5	7	2	10	10	1
zirkón (zr)	70,5	55,5	56	19	68	45	47	44	45	37	34	61	62	64	6
rutil	4	17	20	12	17	14	23	16	9	12	5	3	9,5	2	-
apatit	st.	4,5	10	47	3	10	3,5	17	11	14	17	5	6	4	48
iné	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	2	1
ZTR index %	90,5	89,5	87	46	92,5	83	89	76	81	76	69	85	78,5	79	39

pokračovanie tab. 6

Č. profilu	XIV.				IX.				XVI.		\bar{x} ; Sd
	137	133	139	140	94	91	90a	90b	149a	155a	
turmalín (kr)	4	22	5	10	6	2	2	1	3	3	5 ± 4
turmalín (zr)	13	9	12	20	17	12	11	13	18	12	16,5 ± 7
zirkón (m)	1	1	-	st.	2	1	1	1	2	1	0,5 ± 0,5
zirkón (kr)	9	12	1	11	11	10	5	5	-	-	5 ± 4
zirkón (zr)	65	20	15	45	44	62	61,5	56	55	58	48 ± 17
rutil	1	21	9	2	17	5	12	16	19	25	11,5 ± 7
apatit	3,5	14	58	10	11	8	6,5	7	3	1	13 ± 15
iné	3,5	1	-	2	0,5	-	1	1	-	-	0,5 ± 1
ZTR index %	80	51	36	67	80	80	85,5	86	94	96	77 ± 17

Tab. 8 Modálne zloženie ťažkých minerálov (frakcia 0,1 — 0,05 mm) vyjadrené v % — súvrstvie Bystrého potoka

Č. profilu	VII.						XV.		XX.					XXIV.				n = 10
Č. profilu	75	74	73	61a	65	69	141	143	212	213	219	220	221	258a	260	253	254	\bar{x} ; Sd
turmalín (kr)	4	7	12	5	1	1	5	5	2	11	17	23	12	29	4	37	39	8 ± 8
turmalín (zr)	24	25	22	38	8	2	11	7	23	44	16	16	9	13	1	-	22	19,5 ± 14
zirkón (m)	1	-	1	-	1	-	st.	-	-	-	-	-	st.	3	-	-	-	0,5 ± 1
zirkón (kr)	2	6	3	1	4	3	2	4	-	2	st.	-	-	2	-	-	2	3 ± 1
zirkón (zr)	44	35	38	16	66	66	72	62	28	31	2	6	2	28	6	2	6	46 ± 19
rutil	20	22	12	-	17	3	1	1	-	3	1	1	-	14	14	6	14	9 ± 9
apatit	3	5	12	26	3	20	9	19	47	9	64	54	77	11	30	55	17	12 ± 8
iné	2	-	-	-	-	1	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5 ± 1
anatas	-	-	-	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1 ± 4
epidot	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	45	-	-	0,5 ± 1
ZTR index %	89	82	73	54	91	71	64	70	51	78	19	23	11	55	21	8	42	73 ± 13

Pozn.: Vzorky č. XX/212, 219, 220, 221; vzorky č. XXIV/253, 254, 260 neboli počítané do priemeru
Dôvody sú uvedené v texte.

Tab. 9 Modálne zloženie ťažkých minerálov (frakcia 0,25 — 0,1 mm) vyjadrené v % — drnavské súvrstvie

Č. profilu	XVII.	XXIII.		XXII.			XXI.	VI.	XI.	n = 9
Č. vzorky	168	243	250	233	236	237	223	52	107	\bar{x} ; Sd
turmalín (kr)	9	1	31	2	3	-	15	18,5	-	9 ± 10
turmalín (zr)	54	40	23	66	45	49	17	63	62	46,5 ± 17
zirkón (m)	1	-	-	-	-	-	-	-	-	0
zirkón (kr)	2	-	-	-	-	-	6	0,5	1	1 ± 2
zirkón (zr)	20	41	22	16	36	31	22	11	25	25 ± 9
rutil	6	14	14	6	3	3	9	-	11	7,5 ± 5
apatit	8	4	10	10	13	17	31	7	1	11 ± 9
ZTR index %	81	95	59	88	84	83	48	74	98	79 ± 16

Tab. 10 Modálne zloženie ťažkých minerálov (frakcia 0,1 — 0,05) vyjadrené v % — drnavské súvrstvie

Č. profilu	XII.	XVII.			XV.	XXIII.		XXII.			
Č. vzorky	117	167	168	170	147	243	250	233	236	237	241
turmalín (kr)	5	19	12	40	15	3	11	17	11,5	6	3
turmalín (zr)	27	12	14	8	20	16	26	11	17,5	17,5	1
zirkón (m)	-	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-
zirkón (kr)	1	5	8	2	1	1	3	3	5	1	1
zirkón (zr)	35	37	28	4	11	57	34	31	47	52,5	27
rutil	26	15	22	4	15	13	4	6	1	4	35,5
apatit	6	10	15	42	38	10	22	32	18	19	31,5
iné	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZTR index %	88	66	65	16	46	86	64	48	65,5	74	63,5

pokračovanie tab. 10

Č. profilu	XXI.	VI.	X.				IX.	n = 18
Č. profilu	223	52	100	105	99	98	107	\bar{x} ; Sd
turmalín (kr)	5,5	16	14	-	3,5	1	-	10 ± 10
turmalín (zr)	27	29	18	3	2,5	2	26	15,5 ± 9
zirkón (m)	-	-	-	-	-	-	-	0
zirkón (kr)	1,5	2	2	3	5	2	1	3 ± 2
zirkón (zr)	34	39	19	38	51	46	48	35,5 ± 14
rutil	4	1	29	49	30	45	23	18 ± 15
apatit	28	13	18	4	8	4	-	18 ± 12
iné	-	-	-	3	-	-	2	0
ZTR index %	65	69	66	90	83,5	93	97	69 ± 20

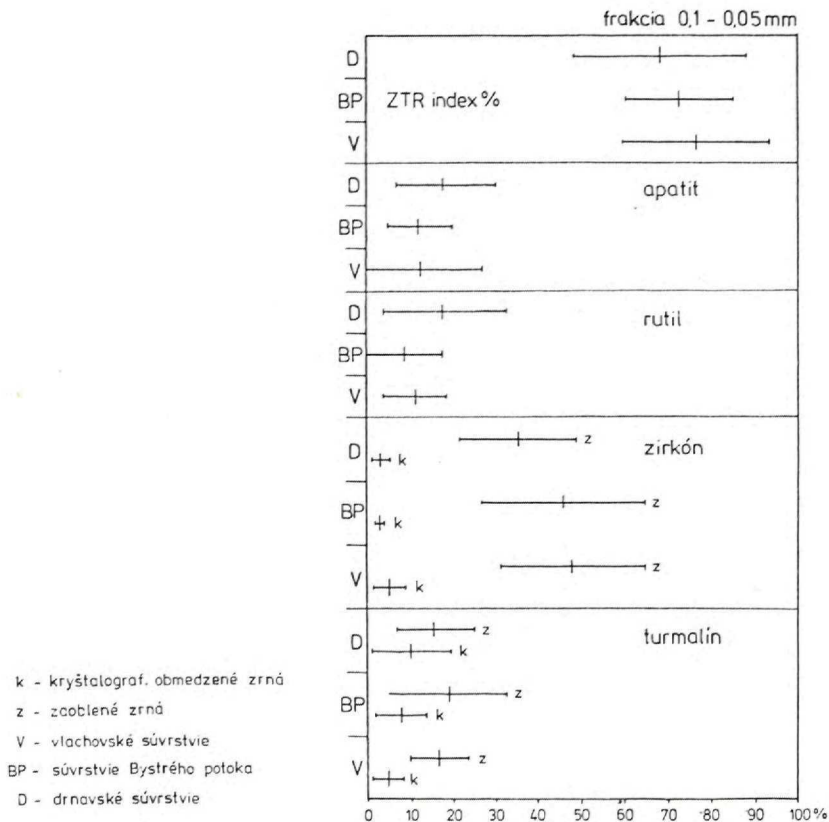
Tab. 11 Modálne zloženie ťažkých minerálov v štóskom a rožňavskom súvrství

Č. vzorky	Štóske súvrstvie (0,1 — 0,05 mm)					\bar{x} ; Sd
	VIII/77	VIII/78	VIII/83	X/109	XI/110	
turalín (kr)	2	12	7	2	-	4,5 ± 5
turalín (zr)	17	10	10	23	18	15,5 ± 5
zirkón (m)	5	5	2	-	-	2 ± 2
zirkón (kr)	3	7	18	3	0,5	6 ± 6
zirkón (zr)	33	39	42	29	61	41 ± 12
rutil	18	7	10	13	9,5	12,5 ± 4
apatit	18	12	6	21	11	14,5 ± 6
iné	4	8	5	11	-	6 ± 4
ZTR index %	73	61	64	65	88,5	70 ± 11

Č. vzorky	Rožňavské súvrstvie							\bar{x} ; Sd
	0,25 — 0,1 mm			0,1 — 0,05 mm				
	VII/76	VIII/80	VIII/82	\bar{x} ; Sd	VIII/76	VIII/80	VIII/82	
turalín (kr)	-	-	-	-	-	-	-	-
turalín (zr)	2,5	7	6	5 ± 2	0,5	2	6	3 ± 2
zirkón (m)	5	11	5	7 ± 3	3,5	3,5	5	4 ± 1
zirkón (kr)	2,5	-	-	1 ± 1	4	3,5	-	2 ± 2
zirkón (zr)	52	43	54	50 ± 6	56	56	54	55 ± 1
rutil	18	18	22	19 ± 2	13	18	22	18 ± 4
apatit	20	21	13	18 ± 4	17	15	13	15 ± 2
iné	-	-	-	-	6	2	-	3 ± 2
ZTR index %	77,5	79	87	81 ± 5	73	79,5	87	80 ± 7

brali do úvahy vzorky č. XX/212, 219, 221 (laminované fylity) a vzorky č. XXIV/260, 253, 254 (kontaktné termicky premenené metasedimenty).

Pri porovnávaní početného zastúpenia jednotlivých druhov ťažkých minerálov medzi oboma zrnitosťnými frakciami sú najvýraznejšie rozdiely v obsahu zaoblených zŕn turmalínu a zirkónu. Vo frakcii 0,25 – 0,1 mm výrazne stúpa počet zaoblených zŕn turmalínu vo všetkých troch súvrstviach gelnickej skupiny (tab. 12) a naopak, menej početné je zastúpenie zirkónu. Rutil a apatit varírujú len v malých množstvách. Vo frakcii 0,1 – 0,05 mm má, naopak, dominantné zastúpenie zirkón, čo je v súlade s poznatkom, že v tejto zrnitostnej kategórii je výskyt zirkónu v magmatických horninách najhojnejší (PUPIN, 1980). Výrazne klesá podiel opracovaných zŕn turmalínu a naopak, mierne stúpa obsah zŕn rutilu (len v drnavskom súvrství), apatitu a kryštálov turmalínu. Štóske súvrstvie má prakticky identickú distribúciu ťažkých minerálov ako metasedimenty gelnickej skupiny. Modálne zloženie frakcie ťažkých minerálov v rož-



Obr. 8 Priemery a štandardné odchýlky hlavných minerálov ťažkej frakcie a ZTR indexu v metapieskovcoch jednotlivých súvrství gelnickej skupiny (V — vlahovské, BP — Bystrého potoka, D — drnavské)

Tab. 12 Priemerné modálne zloženie ťažkých minerálov vyjadrené v %

	Frakcia 0,25 — 0,1 mm				Frakcia 0,1 — 0,05 mm				
	Vlachovské súvrstvie (n = 15)	Súvrstvie Bystrého potoka (n = 4)	Drnavské súvrstvie (n = 9)	Rožňavské súvrstvie (n = 3)	Vlachovské súvrstvie (n = 25)	Súvrstvie Bystrého potoka (n = 10)	Drnavské súvrstvie (n = 18)	Štóske súvrstvie (n = 5)	Rožňavské súvrstvie (n = 3)
turmalín (kr)	2	6,5	9	-	5	8	10	4,5	-
turmalín (zr)	41	45,5	46,5	5	16,5	19,5	15,5	15,5	3
zirkón (m)	2,5	1,5	0	7	0,5	0,5	-	2	4
zirkón (kr)	1	1	1	1	5	3	3	6	2
zirkón (zr)	30	26	25	50	48	46	35,5	41	55
rutil	13	14,5	7,5	19	11,5	9	18	12,5	18
apatit	9,5	5	11	18	13	12	18	14,5	15
epidot	1	-	-	-	-	0,5	-	-	-
anatas	-	-	-	-	-	1	-	-	-
iné	-	-	-	-	0,5	0,5	-	6	3
ZTR index %	88	86	79	81	77	73	69	70	80

ňavskom súvrství (všetky tri vzorky z jeho bazálnej časti) sa výrazne líši od toho, ktoré je charakteristické pre súvrstvia gelnickej skupiny i štóske súvrstvie. Viac ako 50 % tvoria dokonale zaoblené zrná svetlého, ružového, prípadne červeného zirkónu. Extrémne klesá počet zrn turmalínu, a to kryštálov i zaoblených zrn.

Grafické vyjadrenie priemerných módov a štandardných odchýliek hlavných ťažkých minerálov, ako i % ZTR indexu sú pre metasedimenty gelnickej skupiny znázornené na obr. 8.

Pri porovnaní jednotlivých súvrství gelnickej skupiny v poradí od stratigraficky najstaršie datovaného po najmladšie (vlachovské – súvrstvie Bystrého potoka – drnavské) pozorovať vo frakcii 0,1 – 0,05 mm nevýrazný trend klesania kryštalograficky obmedzených i zaoblených zrn zirkónu a naopak, mierny trend stúpania počtu kryštálov turmalínu a zrn rutilu a apatitu. Obdobné trendy sa prejavujú i v zrnitostnej frakcii 0,25 – 0,1 mm (tab. 12).

Percentá ZTR indexu, ktoré sú jedným z meradiel zrelosti sedimentu, sme počítali na základe pomeru obsahu zaoblených zrn turmalínu + zirkónu + rutilu k ostatným priehľadným minerálom. Kryštalograficky obmedzené zrná zirkónu a turmalínu sme nepočítali do stabilnej minerálnej asociácie, odvodzovanej zo zreleho kontinentálneho zdroja. Ich pôvod treba hľadať v synsedimentárnom vulkanizme.

Takto vypočítaný ZTR index preukazuje tendenciu klesania v smere od starších k mladším metasedimentom gelnickej skupiny. Tento trend bol potvrdený v oboch zrnitostných frakciách (tab. 12).

Laminované fylity, ktoré obsahujú v laminách pôvodne siltového, prípadne jemnopiesčitého materiálu i zrná ťažkých minerálov, sú výrazne obohatené o apatit. Početnosť apatitu je v tomto prípade ovplyvnená prítomnosťou nízkometamorfovaného apatitu, ktorý je práve vo fylitoch veľmi častý. Predpokladom vzniku apatitu v týchto metapelitoch je vysoký obsah organickej hmoty v pôvodných sedimentoch, pravdepodobne vrátane mikroorganizmov.

Podobne v kontaktne termicky premenených metasedimentoch stúpa obsah epidotu, kryštalograficky obmedzeného turmalínu a apatitu. Okrem izochemických premien nemožno v takýchto metasedimentoch vylúčiť ani prínos v dôsledku metasomatických, prípadne pneumatolyticko-hydrotermálnych procesov. Z týchto dôvodov boli obe spomenuté skupiny hornín vylúčené zo súboru analyzovaných vzoriek a z nich získané údaje neboli použité pri interpretácii proveniencie.

Typológia zirkónov

Hoci sú kryštály zirkónov v každej vzorke zastúpené iba v množstve niekoľkých %, pokúsili sme sa urobiť typológiu zirkónov podľa práce autorov PUPIN – TURCO (1972) s cieľom geneticky a geotektonicky interpretovať charakter magmatizmu v zdrojovej oblasti. Typológia bola urobená pre každé súvrstvie gelnickej skupiny osobitne. Keďže na separáciu ťažkých minerálov bola použitá bežná metóda sedimento-petrografických analýz s cieľom zachytiť celé ich spektrum, nedošlo k separovaniu magnetickej a elektromagnetickej frakcie, a tým i k obohateniu vzorky zirkónom. Z toho dôvodu po-

čet typologicky určených zrn je pre jednotlivé súvrstvia variabilný (vlachovské – 424; súvrstvie Bystrého potoka – 102; drnavské súvrstvie – 208). Množstvo počítaných zrn záviselo priamo od počtu analyzovaných vzoriek v danom súbore.

Na obr. 9, 10, 11, 12 sú graficky znázornené výsledky typologickej analýzy kryštálov zirkónov. V rámci jednotlivých súvrství pozorovať výrazné maximá typov, ako aj ich distribúciu v rámci typologického diagramu. Zirkóny všetkých troch súvrství signalizujú z hľadiska petrografickej klasifikácie granitoidných hornín a ich erupčných ekvivalentov (PUPIN, 1980, 1988) zmiešané typy proveniencie. Maximá jednotlivých subtypov sa sústreďujú do polí charakteristických pre tieto magmatické asociácie: 1. magmy krustálneho pôvodu (orogénne); 2. hybridné magmy krustálneho a mantlového pôvodu (orogénne); 3. magmy mantlového pôvodu (neorogénne) – v malej miere.

Pre vlachovské súvrstvie je charakteristická maximálna koncentrácia subtypov do troch skupín: 1→S₁; S₂-S₇; 2→S₁₃; S₁₇ a 3→S₂₅. Prvá skupina subtypov zirkónov (hlavne S₁-S₇) reprezentuje orogénne magmy krustálneho pôvodu vznikajúce krustálnou reaktiváciou. Indikujú nízkotemperatúrnú magmu alkalicko-vápenatého trendu.

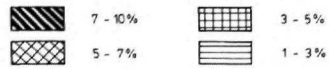
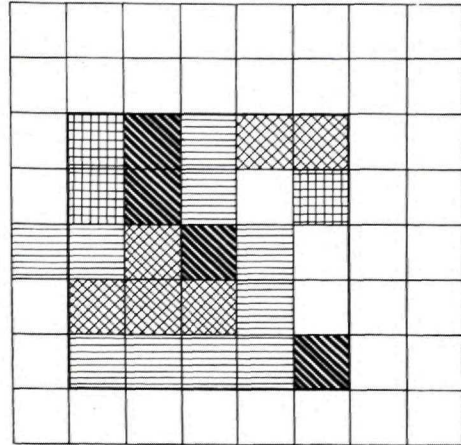
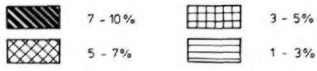
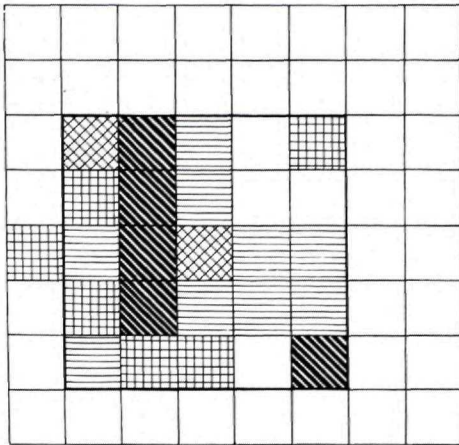
Druhá skupina, reprezentovaná subtypmi S₁₂, S₁₃, S₁₇, indikuje vyššiemperovanú magmu alkalicko-vápenatého trendu. Vystupovanie týchto dvoch skupín subtypov zirkónov signalizuje pravdepodobne polyfázovú anatexiu počas dlhého obdobia reaktívacie okraja kontinentov. Subtyp S₂₅ zodpovedá vysokotemperatúrnej magme alkalicko-vápenatej až subalkalickej série, ktorá je charakteristická pre hybridné magmy krustálno-mantlového pôvodu.

Prakticky obdobné rozdelenie subtypov zirkónov možno pozorovať i v súvrství Bystrého potoka a v drnavskom súvrství.

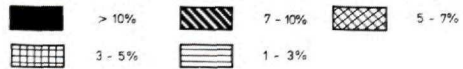
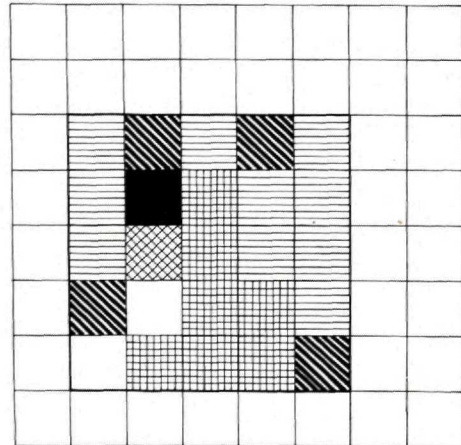
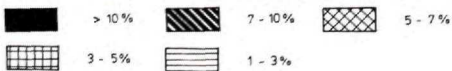
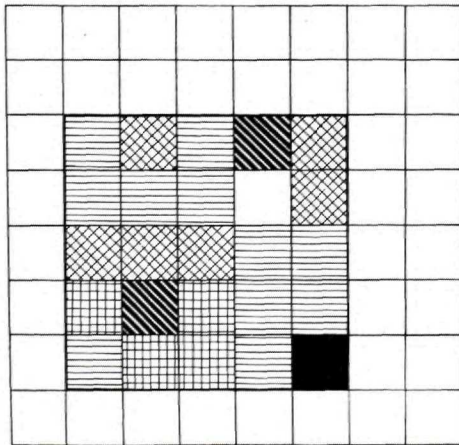
Interpretácia proveniencie ťažkých minerálov

Vysoko stabilná asociácia minerálov, reprezentovaná dokonale zaobleným turmalínom + zirkónom + rutilom, reprezentuje zrelý kontinentálny zdroj. Ružové a červené zirkóny, tiež metamiktné typy zirkónu, turmalín a rutil predpokladajú pôvodný magmatický, prípadne vysokometamorfovaný fundament vrátane amfibolitov alebo eklogitov (červenohnedý priehľadný rutil). K tejto asociácii patrí aj časť ilmenitu a magnetitu. Na základe toho, že časť dokonale opracovaných minerálov má novotvorené lemy na ich okraji, je odôvodnený predpoklad, že táto asociácia predstavuje už recyklovaný detrit. To znamená, že starý kontinentálny zdroj bol už pokrytý sedimentmi, ktoré obsahovali ZTR asociáciu derivovanú z plutonicko-vysokometamorfovaného fundamentu. Tento predpoklad potvrdzujú i výskyty opracovaných zrn turmalínu s reliktnými stĺpcového habitu, ktoré majú uzavreniny dokonale opracovaných zrn recyklovaného turmalínu.

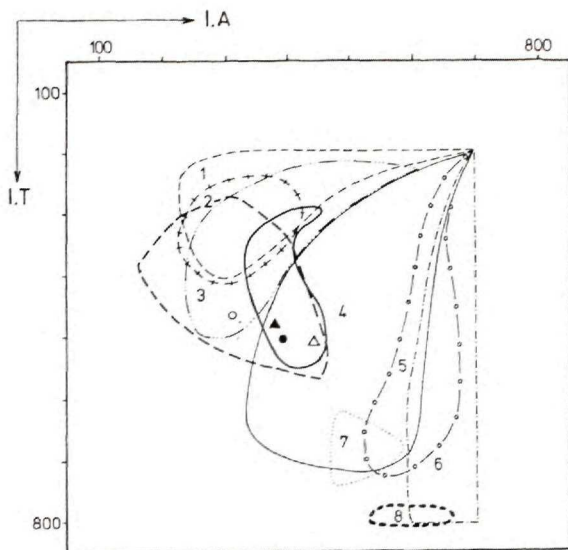
Kryštalograficky obmedzený zirkón, ktorý je asociovaný hlavne s apatitom, kryštalografickým turmalínom, anatasom, titanitom, monazitom a s neopracovanými zrnami ilmenitu a magnetitu, reprezentuje synsedimentárny vulkanogénny, prípadne vulkano-magmatický zdroj. Ten zodpovedal najskôr magmatickému oblúku na aktívnom okraji kontinentu. Výsledky typológie zirkónov potvrdzujú krustálne a krus-



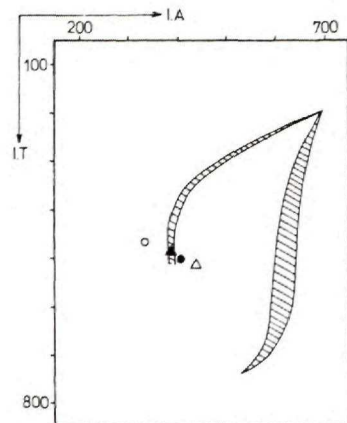
Obr. 9 Typologická distribúcia zirkónov v metapieskovcoch vlahovského súvrstvia
 Obr. 10 Sumárny typogram zirkónov pre metapieskovce súvrstvia Bystrého potoka



Obr. 11 Sumárny typogram zirkónov pre metapieskovce drnavského súvrstvia
 Obr. 12 Typologický diagram distribúcie zirkónov v štóskom súvrstvi



Obr. 13



Obr. 14

Obr. 13 Distribúcia granitických hornín v typologickom diagrame (podľa PUPINA, 1980, 1985) s vyjadrením priemerných bodov pre vlachovské súvrstvie (prázdny krížok), Bystrého potoka (plný krížok), drnavské (prázdny trojuholník) a štóske súvrstvie (plný trojuholník)

1 — alumíniové leukogranity, 2 — (sub) autochtónne monzogranity — granodiority, 3 — intruzívne alumíniové monzogranity — granodiority, 4 — vápenato-alkalické a K-vápenato-alkalické granity, 5 — subalkalické granity, 6 — alkalické granity, 7 — granity kontinentálno-tholeiitických sérií, 8 — granity oceánsko-tholeiitických sérií. Osobitne sú zaznačené polia priemerných bodov (podľa GIRAUD et al., 1980), pre dacity (hrubá čiara) a dacity s kordieritom (hrubá prerušovaná čiara)

Obr. 14 Projekcia typologických priemerných bodov zirkónov z metapieškovcov jednotlivých súvrství gelnickej skupiny (vlachovské — prázdny krížok, Bystrého potoka — plný krížok, drnavské — prázdny trojuholník) a štóskeho súvrstvia (plný trojuholník)

tálno-mantlové magmatické zdroje. Regresný trend ZTR indexu naznačuje klesanie vplyvu zrelého kontinentálneho detritu a naopak, prevahu detritu z magmatického oblúka situovaného na aktívnom okraji kontinentu. Tieto výsledky indikujú konvergentný tektonický režim počas sedimentácie gelnickej skupiny, a nie divergentný, ako to predpokladá GRECULA (1982).

Výsledky typológie zirkónov poukazujú viac-menej na model kompletného magmatického zónovania (podľa PUPINA, 1980, 1988). Subtypy zirkónov $S_4 - S_5$ indikujú skupinu nízkoteplotnej tonalitovej a kalk-alkalickej magmy (4a), korešpondujúcu s andezitovou suitou. Skupina subtypov $S_2 - S_7$ reprezentuje krustálne magmy typu leukogranitov a (sub) autochtónnych monzogranitov a anatektických magiem (1 - 2 - 3). Magmy charakterizované subtypmi S_{19} , S_{24} , S_{25} a G zodpovedajú vysoko-temperovaným kalk-alkalickým až subalkalickým typom (4c a 5, podľa PUPINA, 1980).

V subdukčno-kolíznom modeli orogénu reprezentujú tieto typy magiem geodynamickú polaritu v smere od trenču alebo sutúry k externej časti nasúvajúcej sa platne (kalk-alkalické granity, skupina 4a – anatektické granity, skupina 1, 2, 3 – kalk-alkalické vysokodraselné až subalkalické granity, skupina 4b, c a 5).

Diskusia

Petrografické údaje indikujú, že metapiesskovce gelnickej skupiny obsahujú detrit zo zmiešaného zdroja, v ktorom dominovali tri hlavné provenienčné typy:

a) vulkanický, odvodený od andezitovo-dacitovo-ryolitovej vulkanickej reťaze,
b) kontinentálny, charakteristický chemicky zrelým detritom so známkami viacnásobnej recyklicity,

c) tektonický, typický sedimentárnymi a metasedimentárnymi úlomkami, prípadne detritom oceánskej afinity, ktorý pochádzal z vyzdvihnutého subdukčného komplexu.

Tieto tri hlavné provenienčné typy sú v metapiesskovcoch gelnickej skupiny odzrkadlené i v troch hlavných triedach petrofácií: 1. vulkanoklastickej, 2. kremennej a 3. kvarcolitickej. Základné parametre, charakterizujúce tieto petrofácie, sa opierajú najmä o údaje z prác autorov DICKINSONA – SUCZEKA (1979), DICKINSONA – VALLONIHO (1980), MACKA (1981), DICKINSONA (1985), DICKINSONA et al. (1986) a ďalších.

Vulkanický zdroj metapiesskovcov gelnickej skupiny bol charakteristický prevahou dacitovo-ryolitovej proveniencie, čo je dokumentované predovšetkým: a) absolútnou prevahou zrn felzitického typu nad zrnami mikrokryštalickej štruktúry; b) hodnotami pomeru P/F pohybujúcimi sa v rozsahu od 1,0 ku 0,73 v prevažnej väčšine vzoriek; c) pomerne vysokým obsahom monokryštalického kremeňa, čo je odzrkadlené hodnotou Qp/Q nižšou ako 0,5 vo väčšine vzoriek. Základným parametrom, ktorým je vulkanoklastická petrofácia všeobecne charakterizovaná, je vysoká hodnota pomeru Lv/L, ktorej priemerné hodnoty v metapiesskovcoch gelnickej skupiny sa pohybujú v rozsahu 0,84 – 0,73, pričom v značnom počte vzoriek sa blížia k 1.

Pri interpretácii vulkanoklastickej proveniencie metapiesskovcov gelnickej skupiny je zarážajúci všeobecne nízky celkový obsah živcov (priemerný mód 3 – 6) a naopak, pomerne vysoký obsah zrn monokryštalického kremeňa, ak porovnáваме tieto parametre s údajmi z literatúry. Tento fakt je zapríčinený predovšetkým primárnymi faktormi, t. j. zložením synsedimentárneho vulkanizmu. Indície v porfyroidoch, ktoré sú asociované s metapiesskovcami, naznačujú absolútnu prevahu felzitického, prípadne vitroklastického materiálu a percentuálne len nízky obsah (max. 20 %) fenokryštov, z čoho živec tvoria len časť. Prítom sa predpokladá, že aspoň časť živcov bola postihnutá autometamorfnými premenami, a teda počas transportu bola menej rezistentná. Ďalšie straty v obsahu živcov musíme odvodzovať od pomerne vysokého veku sedimentov a procesov súboru diagenetických a regionálne metamorfných premien, ktoré v priebehu svojho vývoja prekonali.

Celkove nízky obsah živcov v metapiesskovcoch vyplýva i z toho, že ich jediným zdrojom v prípade metasedimentov gelnickej skupiny mohla byť vulkanická provenien-

cia. Ostatné dva zdroje, stabilný kontinent či predpokladaný subdukčný komplex, živcový detrit neposkytovali.

Kontinentálny zdroj je v zložení metapieskovcov premietnutý vysokým obsahom zŕn kremeňa, reprezentovaného predovšetkým hrubozrnným polykryštalickým kremeňom, i keď nie je vylúčené, že i časť monokryštalického kremeňa bola odvodená od tohto zdroja. Výskyt zŕn so zachovanými reliktnými dokonale opracovaného povrchu, alebo dokonca zŕn s opracovanými reliktnými kemitého lemu, pôvodne obalujúceho klastické zrná, svedčí o multicyklickom pôvode aspoň časti kremennej petrofácie. Zrelý kontinentálny detrit, odzrkadľujúci polycyklickú redepozíciu, je dobre dokumentovaný spektrom ťažkých minerálov, predovšetkým dokonale opracovaným zirkónom, turmalínom a rutilom.

Tektonická zdrojová oblasť, interpretovaná ako vyzdvihnutý subdukčný komplex, poskytovala hlavne sedimentárne a metasedimentárne úlomky, a to jednak v metapieskovcoch, jednak v rámci sklzových telies parazlepencov. Fragmenty mantlových serpentinitov, tiež abysálnych tholeiitov, alebo tholeiitov ostrovných oblúkov, ktoré sa nachádzajú v rámci pravdepodobne sklzových telies uprostred sekvencií gelnickej skupiny, možno taktiež vysvetliť pôvodom z tohto zdroja. Odrazom vplyvu oceánskeho zdroja v metapieskovcoch je výskyt Cr-magnetitu i rutilu v ťažkej frakcii minerálov. Od subdukčného zdroja je možné odvodiť litické úlomky, reprezentované sericitickými a grafitickými bridlicami, lyditi, kataklasticky drvenými siliciti a kemitými fylitmi. Tu treba opäť podotknúť, že módy zodpovedajúce litickým fragmentom nie sú reálne, pretože časť litických úlomkov sa v procese diagenetických a regionálne metamorfných premien stala súčasťou pseudomatrix.

Existencia troch hlavných provenienčných typov a z nich odvodených charakteristických petrofácií je evidentná v zložení metapieskovcov všetkých troch súvrství gelnickej skupiny (tab. 1, 2, 3). Mierne výraznejší vplyv vulkanickej proveniencie bol zistený v metapieskovcoch vlachovského súvrstvia voči ostatným dvom súvrstviám. Petrofáciálne parametre signalizujú relatívne klesanie vplyvu vulkanickej proveniencie v smere od starších k mladším sedimentom. Naopak, v tom istom smere možno pozorovať náznaky relatívneho stúpania sedimentárnych a metasedimentárnych litických zŕn a polykryštalického kremeňa, čo signalizuje výraznejší vplyv zdrojovej oblasti subdukčného komplexu.

Uvedené provenienčné oblasti potvrdila i analýza spektra ťažkých minerálov. Kontinentálny zdroj je doložený asociáciou dokonale opracovaných stabilných minerálov, reprezentovaných zirkónom + turmalínom + rutilom. Časť zŕn turmalínu nesie výrazné znaky polycyklickosti, keďže opracované zrná obsahujú v jadrách zrná staršej generácie. Druhá najdôležitejšia zdrojová oblasť – vulkanická – sa prejavuje asociáciou kryštalograficky obmedzený zirkón a turmalín, apatit, anatas, titanit, magnetit, monazit, ilmenit.

S cieľom indikovať paleotektonické podmienky vulkanického provenienčného typu bola vypracovaná typológia kryštalograficky obmedzených zirkónov podľa PUPINA – TURCOA (1972). Hlavným problémom pri aplikovaní tejto metódy bol ten fakt, že kryštalograficky obmedzené zirkóny predstavujú len menšiu časť z počítaných zŕn zirkónov. Preto sme pri vyhodnocovaní typológie zlúčili počítané zrná do skupín podľa

súvrství, z ktorých boli vypočítané priemerné body indexov A. a T. podľa metódy PUPINA (1980).

Distribúcia typov zirkónov, vzhľadom na to, že pochádza z metapieskovcov, javí znaky zmiešania, pokiaľ ide o klasifikáciu magmatických typov v zmysle PUPINA (1980, 1985). Na typologických diagramoch (PUPIN – TURCO, 1972; obr. 9, 10, 11, 12) pozorovať vo všetkých štyroch analyzovaných litostratigrafických jednotkách približne rovnaké maximá zirkónových typov. Podľa petrografickej klasifikácie PUPINA (1980) zirkónové maximá zodpovedajú dvom hlavným skupinám granitov – granitom A – krustálneho alebo hlavne krustálneho pôvodu a B – hybridného alebo krustálno-mantlového pôvodu. Obe skupiny patria ku granitom orogénneho typu v zmysle klasifikácie BONIN – LAMEYRE (1978). V typologickom diagrame s vyjadrením distribúcie granitických hornín padajú priemerné body indexov \bar{A} . a \bar{T} . do poľa 3 a 4 (obr. 13), pričom v súvrstviach gelnickej skupiny možno pozorovať výrazný posun typov zirkónov od starších k mladším metapieskovcom (vlachovské – Bystrého potoka – drnavské) smerom k vápenato-alkalickej a K-vápenato-alkalickej sérii (obr. 14). Najvýraznejšie maximum typov zirkónov signalizujúcich vysokoteplotnú vápenato-alkalickú magmu (4b, c podľa PUPINA, 1980) badáme u najmladšieho súvrstvia gelnickej skupiny – drnavského (obr. 11). Štóske súvrstvie, ktoré neobsahuje synsedimentárne ryolitovo-dacitové vulkanity a vulkanoklastiká, preukazuje prítomnosť zmiešaných typov zirkónov obdobných skupín, aké boli zistené v metapieskovcoch gelnickej skupiny. To by znamenalo, že sedimenty gelnickej skupiny i štóskeho súvrstvia mali rovnakú zdrojovú oblasť.

Hoci spektrum typov zirkónu v metapieskovcoch je zmiešané, predsa na základe ich distribúcie a priemerných I. \bar{T} . a I. \bar{A} . možno indikovať, že vulkanická zdrojová oblasť patrila k orogénnemu typu magmatizmu.

Stúpajúci trend zvyšovania indexu alkalinity a teploty v smere od starších k mladším sedimentom v rámci gelnickej skupiny naznačuje výraznejší podiel vulkanického zdroja situovaného externejšie od predpokladanej sutúrovej zóny. Pozícia a distribúcia priemerných I. \bar{T} . a I. \bar{A} . (vápenato-alkalické magmy) naznačuje dlhšie trvajúce subdukčné procesy, ktoré nemuseli alebo mohli byť ukončené len obmedzenou kolíziou (PUPIN, 1988).

Výsledky petrofaciálnej analýzy metapieskovcov i distribúcia typov zirkónov umožňujú interpretovať paleotektonické postavenie sedimentačného bazénu gelnickej skupiny a následne i štóskeho súvrstvia v spojení s aktívnym kontinentálnym okrajom do predoblúkového bazénu. Dokladom je detrit vulkanickej proveniencie zmiešaný so zrelým kontinentálnym materiálom.

Vplyv predpokladaného vyzdvihnutého subdukčného komplexu indikujú metasedimentárne úlomky (tmavé bridlice, kremité bridlice, silicity), ktoré majú miestami znaky tektonického drvenia a rekryštalizácie. V prospech takejto interpretácie svedčia i telesá bázických a ultrabázických hornín s oceánskou afinitou (N-MORB, E-MORB, OIT – IVAN et al., 1992), ktoré vystupujú uprostred zmiešaného kontinentálno-vulkanického detritu vo všetkých študovaných litostratigrafických jednotkách. Predstavujú pravdepodobne gravitačné sklzy roztrhaných fragmentov oceánskej kôry, ktoré neboli vtiahnuté do subdukčnej zóny.

Záver

Detritické módy metapieskovcov gelnickej skupiny indikujú zmiešané zdroje klastického materiálu, ktoré charakterizujú tri hlavné provenienčné typy:

- i) vulkanický, odvodený od andezitovo-dacitovo-ryolitovej vulkanickej reťaze,
- ii) kontinentálny, charakterizovaný chemicky zrelým detritom so známami viacnásobnej recyklicity,
- iii) tektonický, typický sedimentárnymi a metasedimentárnymi úlomkami, prípadne detritom oceánskej afinity, ktorý pochádzal z vyzdvihnutého subdukčného komplexu.

Rovnaké zdrojové oblasti potvrdila i analýza asociácie ťažkých minerálov. V metapieskovcoch gelnickej skupiny boli určené dve základné spoločenstvá ťažkých minerálov:

- i) asociácia stabilných minerálov, odvodená od chemicky zreleho kontinentálneho zdroja so znakmi polycyklickej resedimentácie – patria k nej dokonale opracované zrná zirkónu, turmalínu a rutilu;
- ii) asociácia minerálov, odvodená od synsedimentárneho vulkanického zdroja, do ktorej patrí predovšetkým kryštalograficky obmedzený zirkón a turmalín, apatit, anatas, monazit, magnetit, ilmenit, titanit.

Distribúcia typov kryštalograficky obmedzených zirkónov a priemerných I. \bar{T} . a I. \bar{A} . indikuje, že synsedimentárna vulkanická zdrojová oblasť patrila k typu orogénneho magmatizmu krustálneho a krustálno-mantľového pôvodu.

Porovnanie spektra ťažkých minerálov z metapieskovcov gelnickej skupiny a zo štóskeho súvrstvia doložilo rovnaké zdrojové oblasti pre obe skupiny metasedimentov.

Údaje získané z petrofaciálnej analýzy metapieskovcov, z analýzy ťažkých minerálov a z typológie zirkónov umožňujú interpretovať paleotektonické postavenie sedimentačného bazénu gelnickej skupiny a veľmi pravdepodobne i štóskeho súvrstvia do predoblúkového bazénu spojeného s aktívnym kontinentálnym okrajom.

Literatúra

- BAILEY, S. W. et al., 1956: The alteration of ilmenite in beach sands. *Econ. Geol.* (New Haven), 61, 3, 263 — 279.
- BAJANÍK, Š. — HANZEL, V. — IVANIČKA, J. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. — REICHWALDER, P. — SNOPEK, L. — VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria — vých. časť, 1 : 50 000. Š. Bajaník — A. Vozárová (eds.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 — 223.
- BAJANÍK, Š. — IVANIČKA, J. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. — REICHWALDER, P. — VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria — východ, 1 : 50 000, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- BONIN, B. — LAMEYRE, J., 1978: Réflexion sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. *Bull. Soc. géol. France* (Paris), 7, XX (1), 45 — 59.
- DICKINSON, W. R., 1970: Interpreting detrital modes of graywackes and arkoses. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 40, 695 — 707.

- DICKINSON, W. R., 1971: Detrital modes of New Zealand graywackes. *Sedimentary Geol.* (Amsterdam), 5, 37 — 56.
- DICKINSON, W. R., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (ed.). *Provenance of Arenites*. Dodrecht, Reidel, 333 — 361.
- DICKINSON, W. R. — RICH, E. I., 1972: Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* (New York), 83, 3007 — 3024.
- DICKINSON, W. R. — SUZCEK, C. A., 1979: Plate tectonics and sandstone composition. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* (Tulsa), 63, 2164 — 2182.
- DICKINSON, W. R. — VALLONI, R., 1980: Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology* (Cardiff), 8, 82 — 86.
- DICKINSON, W. R. — LAWTON, T. F. — INMAN, K. F., 1986: Sandstone detrital modes, central Utah foreland: Stratigraphic record of Cretaceous-Paleogene tectonic evolution. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 56, 276 — 293.
- GIRAUD, J. D. — PUPIN, J. P. — TURCO, G., 1980: Caractères morphologiques du zircon dans les séries volcaniques calco-alkalines d'après l'exemple liguro-sarde. Implications pétrogénétiques. *C. R. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Sér. D.* (Paris), 290, 823 — 826.
- GONI, J., 1957: Sur un phénomène d'altération du sphène et les produits qui en résultent. *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.* (Paris), 80 — 199.
- GRAHAM, S. A. — INGERSOLL, R. V. — DICKINSON, W. R., 1976: Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mts. and Black Warrior Basin. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 46, 3, 620 — 632.
- GRECULA, P., 1982: Gemericum — segment riftogénneho bazénu Paleotetidy. *Miner. slov. Monogr.*, Bratislava, Alfa, 263 s.
- IVAN, P., 1992: Geodynamic implication of geochemical data for Early Paleozoic metavolcanics from the Gemic unit (Inner West Carpathians). Abstracts, 6th Congr. of Geol. Soc. of Greece, *Geology of the Aegean*, Athens, 17.
- IVAN, P. — HOVORKA, D. — MĚRES, Š., 1992: Paleozoic basement of the Inner Western Carpathians — geodynamic setting as inferred from the metavolcanic studies. *Terra Nova*, Abstr. Suppl. 2, 4, Blackwell Sci. publ., 34.
- IVANIČKA, J., 1976: Litofaciálne pomery a vnútorná stavba gelnickej série v strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Kandid. dizert. práca. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- IVANIČKA, J. — SNOPKO, L. — VOZÁROVÁ, A. — SNOPKOVÁ, P. et al., 1992: Litologické profily gelnickou skupinou. Záv. správa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MACK, G. H., 1981: Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of north Georgia. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 51, 1247 — 1258.
- MOORE, G. F., 1979: Paleogeography of subduction zone sandstones from Nias island Indonesia. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 49, 1, 71 — 84.
- PETTJOHN, F. J., 1941: Persistence of heavy minerals and geologic age. *J. Geol.* (Chicago), 49, 610 — 625.
- PETTJOHN, F. J. — POTTER, P. E. — SIEVĚR, R., 1972: *Sand and sandstone*. New York, Springer, 618 s.
- PUPIN, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin — Heidelberg — New York), 73, 207 — 220.
- PUPIN, J. P., 1985: Magmatic zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt. neue F.* (Wien), 65, 29 — 56.
- PUPIN, J. P., 1988: Granites as indicators in paleodynamics. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 43, 2, 237 — 262.
- PUPIN, J. P. — TURCO, G., 1972: Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.* (Paris), 95, 348 — 359.
- ROST, R., 1956: *Těžké minerály*. Praha, Naklad. ČSAV, 7 — 232.
- SASSI, F. P. — VOZÁROVÁ, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians, Czechoslovakia). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 42, 73 — 81.
- SNOPKO, L., 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Západ. Karpaty* (Bratislava), 7, 103 — 152.
- SNOPKO, L. — IVANIČKA, J., 1978: Úvahy o paleogeografii v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského ru-

- dohoria. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. J. Vozár (ed.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 269 — 279.
- SNOPKO, L. — SNOPOKOVÁ, P. — VOZÁROVÁ, A. et al., 1979: *Litologický a petrografický výskum gelnickej série vo vybranom povrchovom profile — južná časť*. Čiastk. záver. správa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. — VOZÁROVÁ, A., 1981: *Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny*. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 9, 111 — 144.
- SNOPOKOVÁ, P. — SNOPKO, L., 1979: *Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palynologických výsledkov*. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 57 — 102.

ANNA VOZÁROVÁ

Provenance of Gelnica group metasandstones and relationship to paleotectonics of the basin of deposition

Summary

Introduction

Provenance interpretations based upon analysis of detrital components in sedimentary rocks may be very useful in resolving paleogeographic and paleotectonic problems. Sandstone detrital modes may provide particularly unique information about the source area and sediment distribution, if the present-day position of the investigated sedimentary sequence displays only slight or no relationship to the original basin in which it was laid down. In this case, the provenance interpretations of Gelnica Group metasandstones are aimed to provide data for paleotectonic analysis based upon the plate tectonic theory. Terranes of different genetic types are identified by systematic empiric determinations of the relationship between detrital mode of sandy detritus and those of terranes of various genetic types (DICKINSON — SUCZEK, 1979; DICKINSON — VALLONI, 1980; DICKINSON, 1985). Diverse provenance types of terranes were characterized by five basic petrofacies classes which, broadly speaking, are associated with the following tectonic elements; stable continental-block craton, reactivated substratum or eroded roots of a magmatic arc, active magmatic belt of an island arc or continental margin, and recycled orogen. Tectonic setting of a recycled orogen includes elements of an elevated subduction complex, collision suture or backarc basin and associated fold/reverse-fault belt.

To identify the provenance of Gelnica Group metasandstones, we have applied petrofacies analysis combined with heavy mineral analysis.

Petrographic studies of Gelnica Group metasandstones focused on samples collected on lithologic profiles whose description and detailed location can be found in reports by SNOPKO et al. (1979) and IVANIČKA et al. (1992). The investigated samples fall into all three basic lithostratigraphic units of the Gelnica Group — Vlachovo, Bystrý potok and Drnava Formations — as they were defined by SNOPKO — IVANIČKA in BAJANÍK et al. (1983). A small percentage of the analysed samples came from the Štós Formation which (most probably tectonically) underlies the Drnava Formation.

Geologic characteristics of Gelnica Group

The Gelnica Group makes up a predominant part of the Alpine South Gemeric unit. It consists of a thick flysch sequence prevailing over rhyolite-dacite volcanoclastics. Flysch deposition is indicated by structural signs as well as vertical sequence of beds suggesting that clastic detritus was transported by turbidity currents and/or downslope gravity slides (SNOPKO, 1967; SNOPKO — IVANIČKA, 1978). The acid to inter-

mediate volcanism was largely of extrusive character as is suggested by redeposited bodies of volcanoclastic material, often mixed with nonvolcanic detritus. Gravity slides and turbidity currents were the key phenomena controlling redeposition of the volcanogenic material as indicated by preserved structures: graded bedding, horizontal planparallel lamination, swarms of black-shale flow rolls amidst slide bodies and on erosional contacts, alternating layers of graded-bedded volcanoclastic graywackes with nonvolcanic sediments etc.

Regionally, marginal as well as distal flysch facies and lower-order cycles were noted in the Gelnica Group (SNOPKO, 1967; IVANIČKA, 1976). Aside from fine-grained clastic sediments, distal flysch facies sometimes also contain carbonate lenses (locally with preserved allodapic structures) and thin-bedded lydites. Lithofacies analysis has made it possible to divide the Gelnica Group into three formations overlying each other — the Vlachovo, Bystrý potok and Drnava formations (SNOPKO — IVANIČKA in BAJANÍK et al., 1983, 1984). This concept was also backed by biostratigraphic data — sporomorph and acritarch assemblages indicating that the Gelnica Group ranges from Upper Cambrian to Lower Devonian in age (SNOPKOVÁ — SNOPKO, 1979).

The Gelnica Group also contains small bodies of mafic and ultramafic rocks and/or related redeposited detritus. Chemical composition but mainly distribution of incompatible elements made it possible to distinguish several geochemic types of the metabasalts: N-MORB, E-MORB/OIT, CAB (IVAN et al., 1992; IVAN, 1992). This wide range of metabasalts and metaultramafic rocks formed in a considerably different geotectonic setting is associated with a mass of flysch sediments, whose detritus came from a continental source combined with a coeval rhyolite-dacite volcanism.

Gelnica Group sediments underwent low-pressure regional metamorphism corresponding to the lower part of greenschist facies ($T = 350 - 370$ °C, $P = 250 - 270$ MPa with geothermal gradient of some 40 °C/km, SASSI — VOZÁROVÁ, 1987).

A totally different concept of the Gelnica Group was out forward by GRECLA (1982) who interpreted the South Gemic and North Gemic Early Paleozoic sequences as a single lithostratigraphic unit (Volovec Group) ignoring essential facts, such as differences in the type of volcanism, lithologic structure of sedimentary sequences as well as temperature-pressure conditions of regional metamorphism.

Petrofacies analysis of metasandstones

Gelnica Group metasandstones form two sets of graded-bedded or horizontally laminated bodies with sharp or erosional contacts which sometimes rhythmically alternate with laminated- or massive-structured phyllites. The sandstones are gray, dark-gray, light-gray and green-gray. In general, all three investigated formations contain sandstones within well-defined Bouma cycles (interval T_{a-b}), the thickness of the beds ranging from a few tens of centimeters to more than 1 m. A principal structural sign is graded bedding due to decreasing grain size and increasing groundmass percentage from the lower bedding plane to the upper one. Erosional contacts of the beds in their basal parts are also documented by chaotic, randomly distributed schist intercalations.

As regards grain size, the metasandstones are coarse-, medium- and fine-grained, the latter being most abundant in the Bystrý potok Formation. The metasandstones are very poorly to poorly sorted (around 2 ϕ or 1 ϕ as was estimated by FOLKE, 1974). A small percentage of the studied metasandstones is fairly well sorted (degree of sorting around 0.35 ϕ) and contains grains bearing signs of rounding. The clastic detritus with signs of rounding (most probably recycled) is likely to have come from a continental or near-shore source area where it underwent fairly prolonged mechanic reworking during periods of relative tectonic stabilization. Grains lined with secondary quartz and with signs of rounded surface (suggesting repeated recycling) were also exceptionally noted.

The metasandstones have a blastosammitic texture, the clastic grains displaying a variable degree of pressure deformation. The metasandstone groundmass is metamorphic-recrystallized, microlepidogranoblastic- or microlepidoblastic-textured.

Now we think it is appropriate to mention general problems related to groundmass in poorly texturally sorted sandstones. In the case of the Gelnica Group metasandstones, the problem is even more complicated because of their regional metamorphism and high age. Groundmass or matrix of the Gelnica

Group metasandstones is "pseudomatrix" according to DICKINSON's classification (1970). It consists of recrystallized, low-temperature-altered clastic clay and deformed clastic shale grains, the latter having probably been squeezed and obliterated among more rigid grains of the sandstones. This process (graywackization according to KUENEN, 1966) leads to secondary enrichment of metasandstones in groundmass and at the same time is responsible for the increased percentage of stable components, such as quartz and fragments of competent rocks. The main criteria controlling the existence of pseudomatrix in the Gelnica Group metasandstones are large gaps and pseudofluidal, fanlike or flamelike microtextures in recrystallized matrix among rigid grains. The high percentage of groundmass in the studied metasandstones clearly proves this process.

Out of some 70 metasandstone modal analyses, 50 were selected (Tabs. 1, 2, 3) to determine the modal composition of the metasandstones and provide data as close to their original composition as possible so that their source area can be inferred.

The metasandstone composition was characterized by two groups of petrographic parameters. The first one (calculated from some 2000 — 3000 grains) provides general information on the metasandstone composition, including the presence of pseudomatrix. The other group (1000 — 2000 grains) expresses the percentage of detrital grains which are easy to distinguish and form the basis of the texture, except for pseudomatrix (in % QFL, QmQpL %, QmFL₁ %, Q_pL_vL_s %).

Explanations to symbols in Tabs. 1, 2, 3:

Q = Qm + Qp — total amount of detrital quartz grains

Qm = monocrystalline quartz grains

Qp = polycrystalline quartz grains

F = P + K — total amount of detrital feldspar grains

P = plagioclase grains

K = alkali feldspar grains

L = L_v + L_s — total amount of rock fragments

L_v = volcanic-rock fragments

L_s = fragments of sedimentary and/or metasedimentary rocks

L_t = L + Q — fragments of all rock types together with polycrystalline quartz grains

M = in this case it characterizes pseudomatrix content including disintegrated shale fragments; this parameter also includes the content of clastic-mica fragments.

The detrital metasandstone grains are largely dominated by quartz. Two genetic types of quartz were distinguished — monocrystalline and polycrystalline. The former is generally of volcanoplutonic and/or highly metamorphic provenance. The Gelnica Group metasandstones are rich in monocrystalline volcanogenic quartz, frequently with preserved volcanogenic signs.

The coarse-grained polycrystalline quartz is derived from a magmatogenic and/or highly metamorphic or hydrothermal source. The origin of fine-grained polycrystalline quartz is generally derived from lower-temperature metamorphic sources or sedimentary silicites.

Feldspars are generally rare (on average 2 — 3 %) in the Gelnica Group metasandstones. They are mostly represented by twin-lamellated plagioclases which, in the process of metamorphic alterations, lost the original anorthite component and were converted into albite. Alkali feldspars were preserved rather rarely. Microperthite prevails over sporadic orthoclase.

Relics of clastic micas occur rarely (below 0.5 %) and probably represent decomposed remnants of volcanogenic biotite.

Another class of detrital grains, particularly significant to reveal the origin of the rock, are rock fragments. In general, fragments of volcanics clearly prevail over those of sediments and metasediments. The former include identifiable fragments of acid to intermediate microcrystalline- and/or blastofelsitic-textured volcanics. Some of them also contain fragments of quartz, plagioclase and biotite porphyric phenocrysts. Sediment fragments are plastic and easy to destruct by pressure deformations as well as by subsequent diagenetic and low-metamorphic alterations, and therefore are harder to identify and can easily be overlooked in the original groundmass. The identifiable fragments comprise lydites, graphite-sericitic schists, siltstones, fine-grained sandstones and quartz schists. Some fragments display clear preferential orientation of quartz and phyllosilicates in their texture suggesting only low-temperature metamorphism.

The clearly visible fragments within the rock texture comprise relatively siliceous sediments, metamorphosed sediments and sediments extremely rich in graphite pigment, while the original synsedimentary shale intraclasts were mostly altered and became part of the pseudomatrix.

With respect to the composition of detrital grains in the metasandstones and high content of pseudomatrix indicating the content of original clayey groundmass over 15 %, we classify the Gelnica Group metasandstones as graywackes (according to classification by PETTJOHN — POTTER — SIEVER, 1972). The quartz/feldspar/rock-fragment ratios indicate that the Vlachovo Formation metasandstones are lithic graywackes (Fig. 1) whereas sandstones of the Drnava and Bystrý potok Formations are quartz and lithic graywackes (Figs. 2 and 3).

Mineral compositions of sandstones from all three formations display no relationship to their grain size. This means that the sediments here were transported by turbidity currents into deeper parts of the original basin of deposition from composite sources.

Petrographic and petrofacies parameters in Tabs. 1, 2, 3 are given separately for each group of sandstones, and total mean values and standard deviations are in Tab. 4. General differences are best expressed by mean values of petrofacies parameters given in QLF %, $Q_pL_vL_s$ %, Q_mFL_t % and $QmQpL$ % (Tab. 4, Figs. 4 — 7). In general, the quartz content increases while rock-fragments, particularly volcanics, became less and less abundant from the oldest formation to the youngest one. The content of feldspar detritus associated with a volcanogenic source also decreases towards the top. In contrast, polycrystalline quartz grains became slightly more abundant attesting to the increasing amounts of sedimentary and metasedimentary detritus at the expense of volcanogenic one. The correlation between monocrystalline quartz and volcanics or feldspar fragments is indistinct, which means that, aside from a volcanogenic source, the monocrystalline quartz may have also originated from a deep magmatic source. This assumption is contradicted by a low content of alkali feldspars which, however, may have been caused by intensive chemical weathering in the source area. These trends are confirmed by P/F, Qp/Q and Lv/L ratios as well (Tab. 4).

The metamorphic grade of the Gelnica Group metasandstones corresponds to metamorphic-mineral assemblages identified in coexisting phyllites (lower part of the low-pressure greenschist facies). The metamorphic alterations resulted only in partial, very variable cataclastic deformation of detrital grains. The grains are largely lined with authigenic quartz and phyllosilicate scales, feldspar grains are also albite-lined. The originally clayey groundmass along with coeval shale fragments are recrystallized. The low-metamorphic mineral assemblage comprises quartz + muscovite ± chlorite ± albite. These minerals are accompanied by graphitic substance, rutile and tourmaline.

Interpreting provenance of Gelnica Group metasandstones

Over the past 20 years, provenance inferred from the composition of sandstone detritus is applied in sedimentary petrography to resolve paleogeographic, but mainly paleotectonic problems (DICKINSON — SUCZEK, 1979; DICKINSON — VALLONI, 1980; DICKINSON, 1985, and many others). Diverse provenances were empirically derived from petrofacies variations, and broader tectonic elements were determined as source areas. These are 1. stable continental-block craton, 2. elevated massifs of the subtratum or an eroded arched pluton, 3. active magmatic arc or continental margin, 4. recycled orogen including elevated subduction complexes, collision suture belts and backarc fold/reverse-fault zones. Each of these geotectonic zones is characterized by a certain petrofacies.

The petrofacies analysis of the Gelnica Group metasandstones suggests that these are of a composite petrofacies type dominated by volcanoclastic petrofacies which is characterized by high Lv/L and P/K ratios and, in this case, also by a high content of monocrystalline quartz. Highly variable correlation between Qm and Lv indicates that the monocrystalline quartz also came from a different source, possibly from old igneous massifs (as is confirmed by heavy-mineral analysis). A highly chemically weathered continental source of clastic detritus is also suggested by the lack of feldspars, particularly alkali ones. The influx of sediment and metasediment fragments including polycrystalline quartz attests to the influence of quartzolitic petrofacies which could be derived from recycled sediments and possibly also from an uplifted subduction complex. The marked presence of volcanoclastic detritus allows us to link the

genesis of the Gelnica Group basin of deposition to an active continental margin, most probably in an arc-trench area. The turbidity-type deposition associated with an intensive volcanic activity and gravity slides of volcanoclastic and/or mixed volcano-sedimentary detritus also confirm the above assumption.

Sandstone petrofacies derived from synorogenic sources were described in diverse tracts of subduction-collision belts (Figs. 3 — 6). Flysch turbidite sandstones from the Carboniferous Ouachita and Black Warrior sequences were interpreted as deposits in a residual basin situated in the intrasuture area of the Appalachian-Mauretanic collision orogen (GRAHAM et al., 1976). Sandstones which were formed in the geotectonic position of a forearc basin and which also contain detritus from the volcanic arc and rising subduction complex were noted in Tertiary as well as Mesozoic complexes, such as Nias island in Indonesia (MOORE, 1979), Great Valley sequence in California (DICKINSON — RICH, 1972) and Alpine complexes of New Zealand (DICKINSON, 1971).

All these petrofacies are characterized by volcanoclastic detritus prevailing over fragments of sedimentary/metasedimentary rocks and by variable Qm and Qp percentages.

Similar trends have also been noted in the Gelnica Group metasandstones. Their relatively low contents of feldspar detritus in comparison with sandstones from Mesozoic and Tertiary subduction zones result mainly from their different age as feldspar and lithic detritus in the Gelnica Group sediments were partly obliterated by diagenetic/low-metamorphic alterations.

Heavy-mineral analysis

The principle that sandstone composition is directly controlled by the character of the source area also applies to heavy-mineral assemblages contained in the rock. Heavy-mineral assemblage thus provides valuable information for stratigraphic correlations in the basin of deposition because it reflects the depth of erosion and composition of the source area in a certain period of time. It is generally known that the character of a heavy-mineral assemblage is controlled by weathering processes in the source area, physical transporting agents, resistance of the minerals and by the process of intrastratal dissolution during diagenesis and/or further alterations. The number of heavy minerals in a sediment declines over time (PETTJOHN, 1941) while the number of resistant minerals rises.

In the heavy-mineral analysis of the Gelnica Group metasandstones, we applied standard procedures to obtain heavy-mineral concentrates from the rock. Solid rock material was crushed, its volume was reduced, sieved and then the heavy fraction in 10 g batches was separated in bromoform. Grainsize fractions 0.25 — 0.1 mm and 0.1 — 0.05 mm were separated. The quantitative assessment was based on 150 grains in the former and 300 grains in the latter fraction.

Quantitative assessment of heavy minerals

Heavy minerals of the Gelnica Group metasandstones were quantitatively assessed in the separate fractions — 0.25 — 0.1 and 0.1 — 0.05 mm. In each sample, only transparent minerals were counted and their assemblages were regarded as characteristic of the provenance. The high age of the studied sediments signalled that the heavy-mineral assemblage would be monotonous and therefore we classified the grains not only according to their mineral type but also according to their shape. Counted were the following minerals: tourmaline, zircon, apatite, rutile and the category "others" which included anatase, titanite, epidote and sporadic monazite. The above minerals which were normally grouped together as "others", were counted separately in samples where they were abundant.

Zircon and tourmaline which dominate the heavy minerals from the Gelnica Group metasandstones were separately quantitatively assessed as regards their grain shapes (rounded and crystallographic tourmaline grains, metamictic, rounded and crystallographic zircon grains). All rutile grains bear signs of rounding, sometimes being perfectly rounded. Light-brown, needlelike rutile crystals, which are low-temperature minerals in the Gelnica Group metasandstones, were not included in the total number. They are easy to distinguish and largely form inclusions in rock fragments, and so is small, long-prismatic tourmaline.

Quantitative compositions of heavy minerals from individual formations of the Gelnica Group (in both above-mentioned grainsize fractions) are summarized in Tabs. 5 — 10. For the sake of comparison, a special table (Tab. 11) gives heavy-mineral analyses from the Štós and Rožňava Formations which overlie the Gelnica Group. Table 12 summaries average modes of individual minerals separately from each formation in both grainsize fractions. By the evaluation of the average heavy-mineral composition of the Biely potok metasandstones, we ignored samples No. XX/212, 219, 220, 221 (laminated phyllites) and XXIV/260, 253, 254 (contact-thermally altered metasediments).

A comparison between individual heavy minerals of both grainsizes revealed biggest differences in the percentages of rounded grains, tourmaline and zircon. The 0.25 — 0.1 mm fraction is characterized by a much higher number of rounded tourmaline grains in all three formations of the Gelnica Group (Tab. 12) and by less abundant zircon. The rutile and apatite contents are low and variable. In contrast, the 0.1 — 0.05 mm fraction is dominated by zircon, which confirms an earlier statement by PUPIN (1980) that zircon in igneous rocks is most abundant in this grainsize category. The content of rounded tourmaline grains is much lower, and those of rutile (in Drnava Formation only) and apatite grains as well as tourmaline crystals are slightly higher. The distribution of heavy minerals in the Štós Formation is virtually identical with that in the Gelnica Group metasandstones. The modal composition of the heavy-mineral fraction from the Rožňava Formation (all three samples from its basal part) is much different from the composition characteristic of the Gelnica Group and Štós Formation. Perfectly rounded, pink or red zircon grains account for more than 50 % of the total. The amount of tourmaline, both crystals and rounded grains, is very much lower.

The mean modes and standard deviations of the principal heavy minerals as well as ZTR index percentages for the Gelnica Group metasandstones are graphically illustrated in Fig. 8.

A comparison between the individual formations of the Gelnica Group ranked from the stratigraphically oldest to the youngest (Vlachovo → Bystrý potok → Drnava) reveals that zircon crystals as well as rounded grains are slightly less abundant while tourmaline crystals as well as rutile and apatite grains are somewhat more plentiful in the 0.1 — 0.05 mm grainsize fraction. Similar trends can be observed in the 0.25 — 0.1 mm fraction as well (Tab. 12).

ZTR index percentages, which indicate the maturity of the sediment, were calculated by us from the ration of tourmaline + zircon + rutile rounded grains versus the other transparent minerals. Zircon and tourmaline crystals, which had been produced by coeval volcanism, were excluded from the stable mineral assemblage derived from a mature continental source.

The ZTR index calculated in this manner tends to decrease from the earlier to younger Gelnica Group metasandstones. This trend was observed in both grainsize fractions (Tab. 12).

Laminated phyllites, whose laminae originally composed of silty and/or fine-sandy material also contain heavy-mineral grains, are markedly enriched in apatite including low-metamorphic apatite which frequently occurs in phyllites elsewhere. A prerequisite to the formation of apatite in these metapelites is a high content of organic matter in the original sediments, presumably including microorganisms.

Similarly, contents of epidote grains as well as tourmaline and apatite crystals also increase in contact-thermally metamorphosed metasandstones. Aside from isochemical alterations, the introduction of elements due to metasomatic and/or pneumatolitic-hydrothermal process cannot be ruled out in these metasandstones. That is why both the above-mentioned rock types were excluded from the analysed set of samples, and data obtained from them were ignored in the provenance interpretations.

Zircon typology

Although the content of zircon crystals never exceeded several per cents, we have attempted to compile zircon typology according to PUPIN — TURCO (1972) with the objective to interpret the genetic and geotectonic character of magmatism in the source area. The typology was made separately for each formation of the Gelnica Group. Heavy minerals were separated by the commonly applied sedimento-petrographic analysis method so that the whole spectrum was obtained without losing magnetic and electromagnetic fractions, which would enrich the investigated samples in zircon. That is the reason why the number of typologically identified grains varies from one formation to another (Vlachovo — 424,

Bystrý potok — 102, Drnava — 208). The number of counted grains was directly derived from the number of analysed samples in the given set.

The results of the zircon-crystal typologic analysis are graphically illustrated in Figs. 9 — 12 showing clear maxima of the respective types and their distribution throughout the typologic diagrams for individual formations. According to a petrogenetic classification of granitoid rocks and related eruptive equivalents (PUPIN, 1980, 1988), zircons from all three formations suggest a mixed-type provenance. The maxima of the individual subtypes concentrate in the fields characteristic of the following magmatic assemblages: 1 — magmas of crustal origin (orogenic), 2 — hybrid magmas of crustal and mantle origin (orogenic) and rarely also 3. magmas of mantle origin (unorogenic).

The Vlachovo Formation is characterized by the maximum concentration of subtypes into three groups: 1 → S₁, S₂, S₇, 2 → S₁₃, S₁₇ and 3 → S₂₅. The first group of zircon subtypes (mainly S₁ — S₇) represents orogenic magmas of crustal origin formed by crustal reactivation. They indicate a low-temperature magma of calc-alkaline trend.

The second group composed mainly of subtypes S₁₂, S₁₃ and S₁₇ suggests a higher-temperature magma of calc-alkaline trend. The occurrences of these two zircon-subtype groups are likely to signal polystage anatexis over a long period of continental-margin reactivation. The subtype S₂₅ corresponds to a high-temperature magma of calc-alkaline to subalkaline series which is characteristic of hybrid magmas of crustal-mantle origin.

Virtually identical distributions of zircon subtypes can be observed in the Bystrý potok and Drnava Formations as well.

Interpretation of heavy-mineral provenance

The very stable mineral assemblage composed of perfectly rounded tourmaline + zircon + rutile attests to a mature continental source. Pink and red zircons, metamictic-type zircons, as well as tourmaline and rutile indicate an original igneous and/or highly-metamorphosed basement including amphibolites or eclogites (red-brown, transparent rutile). This assemblage also partly comprises ilmenite and magnetite. Some of the perfectly rounded minerals are lined with authigenic minerals clearly indicating that this assemblage consists of recycled detritus. This implies that the old continental source was covered with sediments containing ZTR assemblage derived from a plutonic highly-metamorphosed basement. This supposition is also confirmed by the occurrences of rounded tourmaline grains which retained relics of their columnar habitus and contain inclusions of perfectly rounded grains of recycled tourmaline.

Zircon crystals associated largely with tourmaline, anatase, titanite and monazite crystals, apatite as well as angular ilmenite and magnetite grains came from a volcanogenic and/or volcanomagmatic source coeval with the sedimentation. The source is most probably associated with a magmatic arc on an active continental margin. The results of zircon typology attest to crustal and crustal-mantle magmatic sources. The decreasing trend of ZTR index suggests declining share of mature continental detritus which gave way to detritus from a magmatic arc situated on an active continental margin. These results indicate convergent tectonic regime during Gelnica Group sedimentation and not divergent one assumed by GRECUŁA (1982).

The results of zircon typology more or less attest to the complete-magmatic-zonation model (after PUPIN, 1980, 1988). Zircon subtypes S₄ — S₅ indicate a low-temperature tonalite and calc-alkaline magma (4a) corresponding to andesite suite. Subtypes S₂ — S₇ represent leucogranite and (sub)autochthonous monzogranite-type crustal magmas and anatectic magmas (1-2-3). Magmas characterized by subtypes S₁₉, S₂₄, S₂₅ and G correspond to high-temperature calc-alkaline to subalkaline types (4c and 5 according to PUPIN, 1980).

In the subduction-collision orogeny model, these magma types represent a geodynamic polarity from a trench or suture towards the external section of the overthrust plate (calc-alkaline granites, group 4a → anatectic granites, groups 1, 2, 3 → calc-alkaline potassium-rich to subalkaline granites, groups 4b, c and 5).

Discussion

The petrographic data suggest that the Gelnica Group metasandstones contain detritus from a mixed source dominated by three provenance types:

- a) volcanic, derived from an andesite-dacite-rhyolite volcanic range,
- b) continental, characterized by chemically mature detritus bearing signs of multiple recycling,
- c) tectonic, with typical sediment and metasediment fragments and/or detritus of oceanic affinity coming from an elevated subduction complex.

These three main provenance types of the Gelnica Group metasandstones gave rise to three principal petrofacies classes: 1. volcanoclastic, 2. quartzly and 3. quartzolitic. Essential parameters to characterize these petrofacies are based mainly on data put forward by DICKINSON — SUCZEK (1979); DICKINSON — VALLONI (1980); MACK (1981); DICKINSON (1985); DICKINSON et al. (1986) and others.

The volcanic source of the Gelnica Group metasandstones was characterized by the predominance of dacite-rhyolite provenance as is suggested mainly by: a) felsitic-type grains absolutely prevailing over microcrystalline-textured grains, b) P/F ratio ranging from 1.0 to 0.73 in the vast majority of samples, c) fairly high content of monocrystalline quartz reflected by Qp/Q ratio below 0.5 in most samples. Basic parameter generally typical of volcanoclastic petrofacies is a high Lv/L ratio whose average values for the Gelnica Group metasandstones range from 0.84 to 0.73, in many samples being close to 1.

It is noteworthy that the Gelnica Group metasandstones generally have a strikingly low content of feldspars (mean modulus 3 — 6) and fairly high content of monocrystalline quartz in comparison with published data from elsewhere. This fact is mainly caused by primary factors, i. e. composition of volcanism coeval with sedimentation. Manifestations of porphyroids, which are associated with metasandstones, suggest absolute predominance of felsitic and/or vitroclastic material over phenocrysts (below 20 %), of which only some part is represented by feldspars. We assume that the feldspars were at least partly subjected to autometamorphic alterations and consequently were less resistant during transport. Further reduction in the feldspar content results from the fairly high age of the sediments which underwent several diagenetic and metamorphic alterations.

The generally low feldspar contents in the Gelnica Group metasandstones are also caused by the fact that they all came from a single source — volcanism. The two other potential sources, stable continent and assumed subduction complex, supplied no feldspar detritus.

The continental source is responsible for a high content of quartz grains in the metasandstones. These comprise largely coarse-grained polycrystalline quartz, but monocrystalline quartz may have also come from this source. The occurrences of grains with relics of perfectly rounded surfaces or even relics of quartz-lined clastic grains which were subsequently rounded prove that the quartzly petrofacies was at least partly subjected to polycyclic redeposition. Mature continental detritus reflecting polycyclic redeposition is well documented by the heavy-mineral spectrum, particularly by perfectly rounded zircon, tourmaline and rutile.

The tectonic source area, viewed as an elevated subduction complex, supplied mostly sediment and metasediment fragments to form the metasandstones but also paraconglomerates in slide bodies. Fragments of mantle serpentinites, abyssal tholeiites or island-arc tholeiites present in what probably is slide bodies amidst the Gelnica Group sequences may also be derived from this source. The oceanic source of the metasandstones is reflected by Cr-magnetite and rutile in the heavy-mineral fraction. Lithic fragments comprising mostly sericite and graphitic schists, lydites, cataclastic shattered silicites and quartzly phyllites can also originate from a subduction source. It is noteworthy that moduses for lithic fragments are unrealistic because they were partly converted into pseudomatrix in the process of diagenetic and regional metamorphic alterations.

The existence of three main provenance types and associated characteristic petrofacies is clearly reflected in the composition of metasandstones from all three Gelnica Group formations (Tabs. 1, 2, 3). A more pronounced effect of the volcanic provenance in comparison with the two other formations was noted in metasandstones of the Vlachovo Formation. The petrofacies parameters signalled that the significance of the volcanic provenance decreased from older to younger sediments. On the contrary, the percentage of sediment and metasediment lithic grains and polycrystalline quartz rises moderately thus indicating an increasing role of the subduction complex as the source.

The above provenance areas were also confirmed by the analysis of the heavy-mineral spectrum. A continental source is suggested by the assemblage of perfect rounded stable minerals represented by zircon + tourmaline + rutile. Some tourmaline grains bear distinct signs of polycyclic history as cores of rounded grains contain pre-existing grains. Another major source area — volcanic — gave rise to the assemblage of tourmaline and zircon crystals plus apatite, anatase, titanite, magnetite, monazite and ilmenite.

To reveal the paleotectonic setting of the volcanic provenance, we have studied typology of zircon crystals according to PUPIN — TURCO (1972). The main problem which we encountered by the application of this technique was that zircon crystals account for only a small percentage of zircon grains. Therefore we grouped together grains from each formation to calculate the main points of indices \bar{A} and \bar{T} after PUPIN (1980).

The distribution of zircon types in the metasediments suggests compound magmatic types according to PUPIN (1980, 1985). Typologic diagrams (after PUPIN — TURCO, 1972, Figs. 9 — 12) show that all four analyzed lithostratigraphic units contain roughly equal maxima of zircon types. According to PUPIN's (1980) petrogenetic classification, the zircon maxima correspond to two main groups of granites — A. granites of crustal origin and B. granites of hybrid or crustal-mantle origin. Both these groups are orogenic-type granites according to BONIN — LAMEYRE's (1978) classification. On a typologic diagram showing distribution of granitic rocks, mean points of indices \bar{A} and \bar{T} fall into fields 3 and 4 (Fig. 13). Furthermore, the zircons progress from calc-alkaline to K-calc-alkaline over time, i. e. from the older to younger metasediments (Vlachovo → Bystrý potok → Drnava) (Fig. 14). The most pronounced maximum of zircon types signalling a high-temperature calc-alkaline magma (4b, c after PUPIN, 1980) characterize the youngest formation of the Gelnica Group — the Drnava Formation (Fig. 11). The Štós Formation which is devoid of coeval rhyolite volcanics and volcanoclastics contained mixed-type zircon falling roughly into the same groups as those from the Gelnica Group metasediments. This would mean that the sediments of the Gelnica Group and Štós Formation came from the same source area.

The spectrum of zircon types in the metasediments is mixed but still their distribution and mean $I. \bar{T}$ and $I. \bar{A}$ values suggest that they are associated with orogenic-type magmatism. The increasing temperature and alkalinity index from the older to younger sediments within the Gelnica Group indicate that a volcanic source situated toward the periphery from the assumed suture zone played a fairly important role. The position and distribution of mean $I. \bar{T}$ and $I. \bar{A}$ values (calc-alkaline magmas) attest to prolonged subduction processes with might (but might not) have been terminated only by a limited collision (PUPIN, 1988).

The results of metasediment petrofacies analysis and distribution of zircon types allow us to interpret the paleotectonic position of the Gelnica Group and subsequently also Štós Formation basin of deposition associated with an active continental margin passing into a forearc basin. This is proved by detritus of volcanic provenance mixed with mature continental material. The influence of an assumed elevated subduction complex is indicated by metasediment fragments (dark schists, quartz schists, silicites) which locally bear signs of tectonic fracturing and recrystallization. This interpretation is also backed by bodies of mafic and ultramafic rocks of oceanic affinity (N-MORB, E-MORB, OIT — IVAN et al., 1992) which occur amidst mixed continental-volcanic detritus in all investigated lithostratigraphic units. They probably are gravitational slides of torn oceanic-crust fragments which were not pulled into the subduction zone.

Conclusion

Detrital modes of the Gelnica Group metasediments indicate mixed sources of clastic material from three principal provenance types:

- i) volcanic, derived from andesite-dacite-rhyolite volcanic range,
- ii) continental, characterized by chemically mature detritus bearing signs of multiple recycling,
- iii) tectonic, with typical sediment and metasediment fragments and/or detritus of oceanic affinity which came from an elevated subduction complex.

These source areas were confirmed by the analysis of heavy-mineral assemblages. Two basic heavy-mineral assemblages have been identified in the Gelnica Group metasandstones:

i) stable mineral assemblage derived from a chemically mature continental source bearing signs of polycyclic redeposition. It includes perfectly rounded zircon, tourmaline and rutile grains.

ii) mineral assemblage derived from a volcanic source coeval with the sedimentation. It consists largely of zircon crystals plus tourmaline, apatite, anatase, monazite, magnetite, ilmenite and titanite.

The zircon-crystal distribution and mean $I. \bar{T}$. and $I. \bar{A}$. values indicate that this mineral originated from a coeval orogenic-type magmatism of crustal-mantle origin.

A comparison between heavy-mineral spectra from the Gelnica Group and Štós Formation metasandstones revealed that they came from identical source areas.

Data provided by petrofacies analysis of the metasandstones, heavy-mineral analysis and zircon typology make it possible to interpret the paleotectonic position of the basin of deposition of the Gelnica Group and most probably also that of the Štós Formation as a forearc basin associated with an active continental margin.

Translated by L. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 Classification diagram of Vlachovo Formation metasandstones (after PETTIJOHN — POTTER — SIEVER, 1972)

Fig. 2 Classification diagram of Bystrý potok Formation metasandstones (after PETTIJOHN — POTTER — SIEVER, 1972)

Fig. 3 Classification diagram of Drnava Formation metasandstones (after PETTIJOHN — POTTER — SIEVER, 1972)

Fig. 4 Diagram illustrating QFL petrofacies parameters of Gelnica Group metasandstones. For the sake of comparison, the diagram also shows fields for sandstones of orogenic provenance worldwide (DICKINSON, 1985) and from subduction zone of Nias Island (MOORE, 1979)

Fig. 5 Composition of Gelnica Group metasandstones expressed by QpLvLs parameters. For the sake of comparison, fields characteristic of sandstone sequences from forearc basins (Great Valley and New Zealand) and subduction complexes (Nias) are also given

Fig. 6 QmFLt detritic modes of Gelnica Group metasandstones. Fields illustrated on the diagram correspond to sandstones of orogenic provenance worldwide and Carboniferous sandstones of residual basins in the Appalachian-Ouachita orogenic system

Fig. 7 Composition of Gelnica Group metasandstones expressed by QmQpL parameters

Fig. 8 Mean values and standard deviations of major heavy minerals and ZIR index in metasandstones of individual formations of the Gelnica Group (V — Vlachovo, BP — Bystrý potok, D — Drnava)

Fig. 9 Typologic distribution of zircons in the Vlachovo Formation metasandstones

Fig. 10 Summary typogram of zircons from Bystrý potok Formation metasandstones

Fig. 11 Summary typogram of zircons from Drnava Formation metasandstones

Fig. 12 Typologic diagram of zircon distribution in the Štós Formation

Fig. 13 Distribution of granitic rocks in typologic diagram (after PUPIN, 1980, 1985) showing average points for the Vlachovo (open circle), Bystrý potok (solid circle), Drnava (open triangle) and Štós Formation (solid triangle)

1 — aluminium leucogranites, 2 — (sub)autochthonous monzogranites — granodiorites, 3 — intrusive aluminium monzogranites — granodiorites, 4 — calc-alkaline and K-calc-alkaline granites, 5 — subalkaline granites, 6 — alkaline granites, 7 — granites of continental-tholeiitic series, 8 — granites of oceanic-tholeiitic series. Average points for dacites (thick solid line) and dacites with cordierite (thick dashed line) are marked separately (after GIRAUD et al., 1980)

Fig. 14 Projection of average typologic points for zircons from metasandstones of individual formations in the Gelnica Group (Vlachovo — open circle, Bystrý potok — solid circle, Drnava — open triangle) and Štós Formation (solid triangle)

List of Tables

Tab. 1 Petrographical parameters of metasandstones of the Vlachovo Formation (n = 18; average and standard deviation without sample no. XVI/162)

Tab. 2 Petrographical parameters of metasandstones in the Bystrý potok Formation (n = 6)

Tab. 3 Petrographical parameters of metasandstones in the Drnava Formation (n = 26)

Tab. 4 Average values of petrofacial parameters of the individual Gelnica Group metasandstone groups

Tab. 5 Modal composition of heavy minerals (fraction 0.25 — 0.1 mm) expressed in % — Vlachovo Formation (n = 15)

Tab. 6 Modal composition of heavy minerals (fraction 0.1 — 0.05 mm) expressed in % — Vlachovo Formation (n = 25)

Tab. 7 Modal composition of heavy minerals (fraction 0.1 — 0.05 mm) expressed in % — Bystrý potok Formation (n = 10)

Tab. 9 Modal composition of heavy minerals (fraction 0.25 — 0.1 mm) expressed in % — Drnava Formation (n = 9)

Tab. 10 Modal composition of heavy minerals (fraction 0.1 — 0.05 mm) expressed in % — Drnava Formation (n = 18)

Tab. 11 Modal composition of heavy minerals in the Štós and Rožňava Formations

Tab. 12 Average modal composition of heavy minerals expressed in %

ANNA VOZÁROVÁ

Variská metamorfóza a krustálny vývoj v gemeriku

17 obr., 11 tab., angl. resumé

A b s t r a c t. The Alpine-formed Gemeric nappe unit contains remnants of three Variscan terranes defined by VOZÁROVÁ — VOZÁR (1992, 1993). The temperature-pressure trends of the Variscan regional metamorphism varied from one terrane to another due to the dynamics of their crustal evolution. The following regional metamorphic facies have been defined in the individual Variscan terranes of the Gemericum:

- I. Gelnica terrane: HT/LP greenschist facies conditions
- II. Rakovec terrane: prograde stage: LT/HP metamorphic greenschist facies
retrograde stage: HT/LP greenschist facies corresponding to the prograde stage in the Lower Carboniferous sequences
- III. Klátov terrane: prograde stage: MT/MP amphibolite facies
retrograde stage: HT/LP greenschist facies

Key words: West Carpathians, Gemericum, Variscan metamorphism, crustal evolution

Úvod

Alpínsky sformovaná príkrovová jednotka gemerika obsahuje relikticky niekoľkých variských terénov, ktoré sa od seba navzájom odlišujú nielen litologickým zložením jednotlivých sedimentárno-vulkanogénnych sekvencií podieľajúcich sa na ich stavbe, ale i vývojom a stupňom variskej regionálnej metamorfózy (VOZÁROVÁ — VOZÁR, 1992, 1993).

V dnešnom erozívnom zreze je jednotka gemerika budovaná z veľkej časti predvestfálskymi horninovými komplexmi, ktoré sú uhlovo nesúhlasne prekryté vrchnokarbónskymi a permskými kolíznymi a postkolíznymi, prevažne klastogénnymi formáciami. Tento variský fundament sme sa pokúsili definovať v koncepte filozofie terénov v zmysle definície KEPPIEHO a DALLMEYERA (1990). Podľa tejto definície bol terén redefinovaný ako oblasť charakterizovaná vnútornou kontinuitou geologického vývoja, ktorá je ohraničená zlomami alebo melanžami reprezentujúcimi trenčové komplexy, prípadne kryptickou sutúrou. Pod pojmom kontinuita geológie sa predpokladá priama následnosť či súvislosť vývoja vrátane stratigrafie, fauny, štruktúry, metamorfózy, petrológie vyvetých hornín, metalogenézy, geofyzikálnych vlastností a paleomagnetických údajov. Susediace terény môžu mať buď úplne odlišný geologický vývoj, ktorý nie je vysvetliteľný faciálnymi zmenami (exotické terény), alebo môžu mať podobný geologický vývoj a sú navzájom odlišiteľné iba hranicami, ktoré sú reprezentované teleskopovanou oceánskou litosférou (proximálne terény).

RNDr. ANNA VOZÁROVÁ, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Z hľadiska tejto koncepcie boli v oblasti gemerika rozlíšené tieto variské terény: 1. rakovecký a klátovský terén, ktoré sú súčasťou spišského zloženého terénu; 2. gelnický terén. Tieto terény sa navzájom líšia litologickým vývojom, petrochemickým charakterom vulkanizmu, stupňom a P-T dráhami regionálnej metamorfózy, geotermickým gradientom a do istej miery i štruktúrnym prepracovaním a vekovým rozsahom horninových komplexov.

Výsledky petrologickej analýzy horninových komplexov z oboch vyčlenených variských terénov ukázali, že metamorfóza bola spojená s paleozoickými subdukčno-kolíznymi procesmi. Komplikovaný vzťah medzi vznikom variského mobilného pásma a metamorfózou bol určený dynamikou interakcie litosférických platní, termotektonickou povahou fragmentov kontinentálnej a oceánskej kôry, ako aj geometriou kontinentálnej kolízie (predpokladané konvergentné a transformné platňové okraje).

V príspevku je charakterizovaná variská regionálna metamorfóza v každom z vymedzených terénov vrátane stručnej charakteristiky protolitu metamorfovaných komplexov. Záverečná časť je venovaná interpretácii vývoja variskej metamorfózy z hľadiska krustálneho vývoja.

Gelnický terén

Geologická charakteristika a rozšírenie

Gelnický terén bol pomenovaný podľa gelnickej skupiny, rovnomennej litostratigrafickej jednotky, ktorá tvorí jeho podstatnú časť. K varisky metamorfovaným komplexom gelnického terénu patrí i štóske súvrstvie, predtým korelované s bazálnou časťou rakoveckej skupiny (FUSÁN, 1954; BAJANÍK et al., 1981). Vzhľadom na pozíciu štóskeho súvrstvia v bezprostrednom nadloží drnavského súvrstvia gelnickej skupiny, flyšoidný charakter sedimentácie, prakticky zhodné zloženie klastického detritu v metapijeskovcoch oboch komplexov, ako i zhodné asociácie ťažkých minerálov (VOZÁROVÁ in IVANIČKA et al., 1992) priraďujeme štóske súvrstvie do skupiny litostratigrafických jednotiek tvoriacich gelnický terén. Nie však do gelnickej skupiny, ako zaradil tento súbor sedimentov GRECLA (1965), neskôr označený pod názvom štóske súvrstvie (BAJANÍK et al., 1981). Jeho vyčlenenie ako osobitnej litostratigrafickej jednotky považujeme za opodstatnené vzhľadom na jeho superpozíciu i určité osobitné vnútorné usporiadanie tohto sedimentárneho súboru.

Vzťah súvrství gelnickej skupiny voči štóskemu súvrstviu nie je doteraz uspokojivo doriešený. Na geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť, mierka 1 : 50 000 (BAJANÍK et al., 1984) – bola uprednostnená interpretácia normálnej pozície, teda transgresívneho postavenia štóskeho súvrstvia voči gelnickej skupine. Za oveľa pravdepodobnejší považujeme však tektonický styk oboch komplexov. Priebeh jednotlivých litofácií v štóskom súvrství je v porovnaní s drnavským súvrstvím gelnickej skupiny diskordantný. To však nevylučuje ani jednu zo spomenutých alternatív. V prípade druhej alternatívy by násun štóskeho súvrstvia vzhľadom na uhlovo nesúhlasné prekrytie oboch komplexov permskými molasovými sekvenciami gočaltovskej skupiny

evidentne predstavoval relikv variskej tektoniky. Celá interpretácia je sťažená tým, že doposiaľ nemáme žiadne biostratigrafické údaje o veku štóskeho súvrstvia. Na náklade superpozície je predpokladaný jeho vrchnodevónsky? alebo už spodnokarbónsky vek (BAJANÍK et al., 1983).

Vek sedimentárnych sekvencií gelnickej skupiny bol doložený na základe nálezov peľu, spór a akritárah. Spoločenstvo palynomorf zo spodnej časti vlachovského súvrstvia má rozpätie vrchné kambrium – ordovik (SNOPOKOVÁ – SNOPKO, 1979) a naopak, z jeho vrchnej časti je najvyššia koncentrácia foriem spodno- až strednosilúrskeho veku. Vek súvrstvia Bystrého potoka bol na základe palynomorf stanovený ako vrchnosilúrsky, pričom niektoré formy svojím rozsahom zasahujú až na rozhranie so spodným devónom (ČORNÁ, 1972; SNOPOKOVÁ – SNOPKO, 1979; IVANIČKA – SNOPKO – SNOPOKOVÁ, 1986). Palynomorfy z drnavského súvrstvia dokladajú spodnodevónsky vek, pričom podstatná časť z nich patrí do gedinu – siegeny, menšia do emsu (ČORNÁ – KAMENICKÝ, 1976; SNOPOKOVÁ in IVANIČKA et al., 1989). V podstate približne rovnakému časovému intervalu zodpovedajú výsledky z analýz izotopov olova (KANTOR, 1962; KANTOR – RYBÁR, 1970). Veky, ktoré boli stanovené zo zirkónov metódami $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, predovšetkým z porfyroidov, majú širokú škálu, čo je priamo závislé od pestrého spoločenstva vulkanogénnych i recyklovaných zirkónov, prípadne ich polyfázového vývoja (CAMBEL et al., 1977; ŠČERBAK et al., 1988). Všeobecne však dokladajú staropaleozoický, predkarbónsky vek. Veľmi staré, predkambrické veky zirkónov z fylitizovaných metapieskovcov (940 – 660 mil. rokov) dokumentujú vek kontinentálnej zdrojovej oblasti, ktorá poskytovala klastický detrit do pôvodného sedimentačného bazénu gelnickej skupiny.

Podstatná časť gelnického terénu je tvorená mohutnou masou vulkano-sedimentárneho flyšu s výraznými znakmi sedimentácie mechanizmov turbiditových prúdov a gravitačných sklzov (SNOPKO, 1967; SNOPKO – IVANIČKA, 1978). Dominantný je acidný až intermediárny vápenato-alkalický vulkanizmus charakteru kontinentálnych magmatických oblúkov (BAJANÍK – REICHWALDER, 1979). Pre tento vulkanizmus bola typická absolútna prevaha extruzívnych foriem nad efuzívnymi. Vulkanoklastický materiál bol redeponovaný spolu s ostatným klastickým detritom do flyšového sedimentačného trogu. O tom, že mechanizmus turbiditových prúdov a gravitačných sklzov bol rozhodujúcim činiteľom transportu i vulkanoklastického materiálu, svedčia zachované sedimentárne textúry v metavulkanoklastikách (gradačné zvrstvenie, intraklasty čiernych metapelitov, dobre prejavená vrstevnatosť, horizontálna, planparalelná laminácia).

Zmiešané zdrojové oblasti doložila i petrofaciálna analýza metapieskovcov gelnickej skupiny (VOZÁROVÁ in SNOPKO – VOZÁROVÁ, 1981; VOZÁROVÁ in IVANIČKA et al., 1992). Zmiešané petrofácie – kremenná, vulkanoklastická, resp. vulkanoplutonická a v menšej miere i kvarcolitická, boli odvodené od zdrojovej oblasti aktívneho kontinentálneho okraja. Analýza ťažkých minerálov z metapieskovcov gelnickej skupiny i štóskeho súvrstvia tento predpoklad potvrdila. Objemovo menšie množstvo bázických a ultrabázických magmatických hornín, ktoré sú asociované s vulkano-sedimentárnymi sekvenciami prakticky vo všetkých troch súvrstviach gelnickej skupiny, možno čiastočne interpretovať ako olistolity alebo sklzové telesá pochádzajúce najskôr zo subdukovanej oceánskej kôry, prípadne z vonkajšieho oblúka či vyzdvihnutého subdukčného

komplexu. Na základe ich chemického zloženia, a hlavne obsahu prvkov vzácnych zemín majú tieto horniny afinitu k tholeiitom ostrovných oblúkov a tiež k primitívnym tholeiitom stredoocéánskych chrbtov, v menšom množstve i k bazaltom kontinentálnych oblúkov (E-MORB i N-MORB; CAB; BAJANÍK, 1981; IVAN, 1992). O redepozícii bázičného detritu do pôvodného sedimentačného bazénu, kde bol asociovaný s kyslým až intermediárnym vulkanoklastickým i nevulkanickým detritom, svedčí vzájomné striedanie bázičného i kyslého vulkano-sedimentárneho detritu v rámci flyšových sekvencií.

Typologická analýza zirkónov z ťažkej frakcie metapieskovcov gelnickej skupiny doložila krustálne a krustálno-mantlové magmatické zdroje, čo potvrdzuje, že synsedimentárny vulkanizmus bol spojený so subdukčnými procesmi, teda s konvergentným tektonickým režimom (VOZÁROVÁ in IVANIČKA et al., 1992).

V gelnickom teréne boli teda amalgamované rôzne elementy konvergentného systému, hlavne zvyšky výplne predoblúkového bazénu (arc-trench gap) a pravdepodobne i časť inter-arc alebo aktívneho marginálneho bazénu.

V dnešnom povrchovom erozívnom zreze vystupuje gelnický terén v strednej a južnej časti Volovských vrchov, kde je čiastočne uhlovo nesúhlasne prekrytý kontinentálnymi uloženinami gočaltovskej skupiny permského veku. Jeho časti tvoria i podložie alpínskych terciérnych bazénov (Rimavská, Lučenská, Turnianska kotlina).

Transpresný tektonický režim, s ktorého počiatkom možno zviazať vznik kontinentálneho permského bazénu, pokračoval i v ranoalpínskej etape. Výplň tohto bazénu, ktorý palinspasticky nadväzoval na oceánsku oblasť meliatika (KOVÁCS, 1986, 1989; KOZUR – MOKK, 1988 a ďalší), bola v dôsledku ranoalpínskych subdukčných procesov postihnutá HP/LT metamorfózou (REICHWALDER, 1970; MAZZOLI – SASSI – VOZÁROVÁ, 1992) a obdukovaná v podobe tektonických šupín na variský fundament. Je veľmi pravdepodobné, že pri alpínskych subdukčno-kolíznych procesoch bola časť gelnického terénu zlikvidovaná.

Charakter protolitu

Keďže hlavným cieľom predloženej správy je charakterizovanie variskej metamorfózy, v tejto časti kapitoly bude charakterizovaný iba protolit metamorfovaných komplexov gelnickej skupiny a štóškeho súvrstvia. Obe litostratigrafické jednotky sú regionálne nízkošupňovo metamorfované, takže určenie protolitu je pomerne jednoduché.

Flyšové sekvencie gelnickej skupiny sú zložené z cyklicky usporiadaných súborov pieskovcov, siltovcov, pelitov, s ktorými sú asociované redeponované acidné až intermediárne vulkanoklastiká, menej bázičné vulkanoklastiká. Regionálne bolo vyčlenených šesť veľkých cyklov, ktoré sú ďalej zložené z mezocyklov a základných cyklov s intervalmi Boumovej sekvencie. Na základe regionálneho rozšírenia jednotlivých litofácií, početností výskytov jednotlivých intervalov Boumovej sekvencie, boli rozlíšené proximálne a distálne flyšové fácie (SNOPKO, 1967; IVANIČKA, 1976; SNOPKO – IVANIČKA, 1978).

Vo vrchných častiach cyklov sú s horizontálne planparalelne laminovanými alebo skrytovrstevnatými pelitmi asociované horizonty lyditov a alodapických karbonátov. Lydity sú tenkovrstevnaté, lokálne s jemnou horizontálnou, zriedka šikmou lamináciou. Karbonáty majú buď masívnu alebo horizontálne laminovanú textúru. Vzácné boli zistené nízkoškálové šikmé zvrstvenia (baňa Nižná Slaná).

Súčasťou flyšových sekvencií sú uloženiny gravitačných sklzov a prúdov reprezentované hlavne sklzovými telesami parazlepencov. Izolované výskyty bázických a ultrabázických hornín uprostred klastických flyšových sekvencií (napr. oblasť kóty Strážny vrch, dolina Zadné Porče) by mohli zodpovedať veľkým olistolitom – gravitačným sklzom.

Medzi vulkanogénnymi horninami absolútne prevládajú acidné až intermediárne variety, a to hlavne ich extruzívne ekvivalenty. Početné sedimentárne znaky poukazujú na procesy redepozície tohto vulkanoklastického materiálu z predpokladaného aktívneho okraja kontinentu do pôvodného sedimentačného bazénu. Len málo výskytov bolo označených ako horniny efuzívne s reliktnými efuzívnymi textúrami. Tieto telesá majú často afinitu ku keratofýrom (BAJANIČ, 1981).

Štóske súvrstvie je zložené z pomerne monotónneho súboru zelenavosivých drobnozrnných pieskocov, siltocov a tmavosivých pelitov. Typická je rytmická sedimentácia s dobre vyvinutou horizontálnou planparalelnou lamináciou. Zriedkavým členom sú malé telesá bazaltov (z. od Štосу).

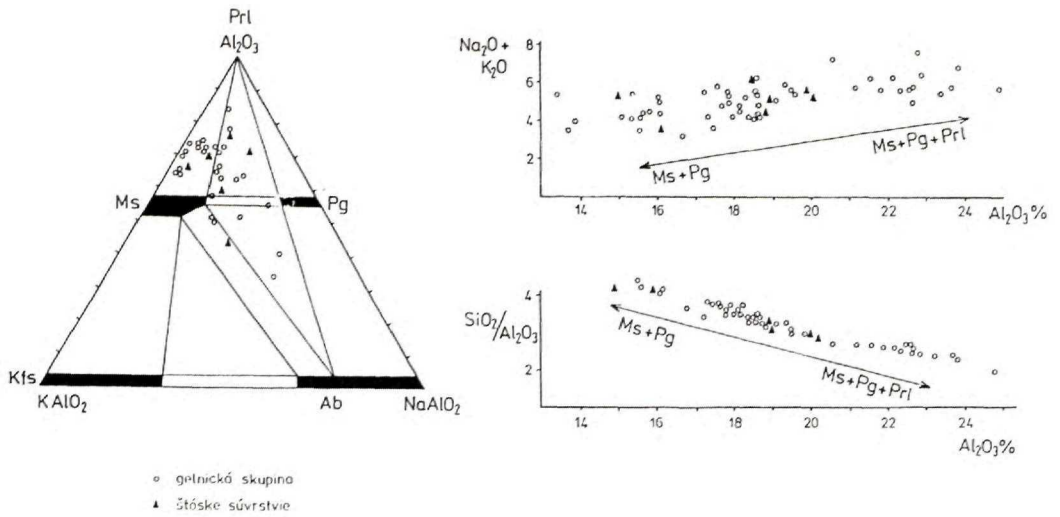
Variská metamorfóza v gelnickom teréne

Petrologická charakteristika

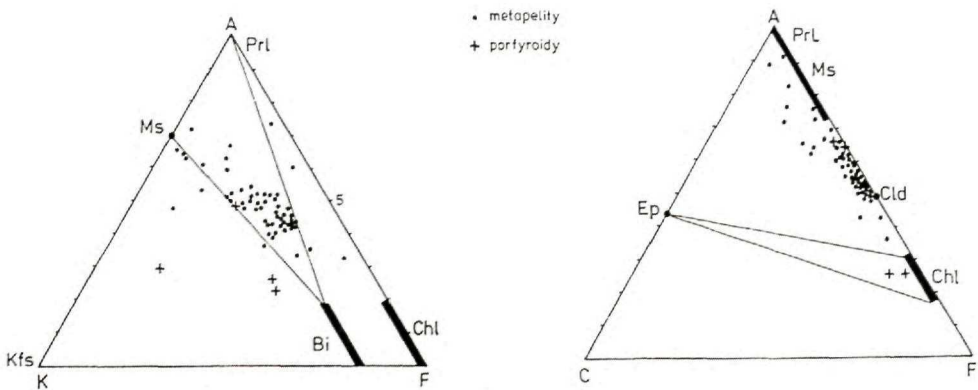
Vek variskej regionálnej metamorfózy dosiať nie je preukázaný rádiometrickými metódami. Geologické údaje však jednoznačne poukazujú na jej mladovariský vek, keď uvažujeme, že najmladšie biostratigrafické údaje v gelnickej skupine zodpovedajú emsu (SNOPKOVÁ, l.c.) a vek bazálnej časti kontinentálnej molasovej formácie je palynologicky doložený ako stefan – autun (PLANDEROVÁ, 1980). Je síce pravda, že nie je biostratigraficky doložený vek štóskeho súvrstvia a jeho vrchnodevónsky, alebo dokonca až spodnokarbónsky vek je iba predpokladaný, to však nič nemení na tejto úvahe. Vzhľadom na to, že sú zachované iba kontinentálne molasové sedimenty, a to pomerne mladé, nie je vylúčené uvažovať o tektonometamorfných procesoch až vestfálskych, resp. intravrchnokarbónskych. Ak by sa potvrdila interpretácia tektonického styku gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia, ani to neodporuje tejto úvahe, pretože kontinentálne molasové sedimenty uhlovo nesúhlasne prekrývajú obe litostratigrafické jednotky a obsahujú úlomkový materiál z nich.

Sedimenty, vulkanity a vulkanoklastiká gelnickej skupiny i štóskeho súvrstvia boli postihnuté regionálnou metamorfózou nízkeho stupňa, generálne zodpovedajúcou spodnej časti fácie zelených bridlíc. Pri ich premene vznikli tieto minerálne asociácie:

Pelity a prachovce: muskovit + albit; muskovit + paragonit + albit; muskovit + paragonit + pyrofylit; muskovit + chlorit ± albit.



Obr. 1 Minerálne spoločnosti vo fyllitoch vyjadrené v systéme $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$. Priemtné body vyjadrujú chemické zloženie fyllitov: prázdne krúžky — gelnická skupina; plné trojuholníky — štóske súvrstvie. Chemické zloženie fyllitov je vyjadrené i pomocou vzťahov $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ a $(\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3) : \text{Al}_2\text{O}_3$. Šípkami sú naznačené výskytu kritických minerálnych asociácií v závislosti od celkového zloženia fyllitov



Obr. 2 Kritické minerálne asociácie v metapelitoch (plný krúžok) a v intermediárnych meta-vulkanoklastikách (krížik) vyjadrené v diagramoch AKF a ACF

Sporadicky vznikla asociácia minerálov muskovit + chlorit ± Fe-chloritoid. Tieto minerálne asociácie sú sprevádzané prakticky vo všetkých vzorkách variabilným množstvom kremeňa. V prachovcových varietách stúpa priamo úmerne i množstvo nízkometamorfovaného kremeňa. Prakticky vo všetkých fylitoch je bežný grafit a drobné ihličky rutilu. Len sporadické sú zrná kalcitu.

Variabilnosť zloženia fylitov je vyjadrená v systéme AKNa (obr. 1) v diagrame THOMPSONA (1957, 1961). Na zobrazenom diagrame sú vyznačené priemetné body chemických analýz fylitov z gelnickej skupiny i štóskeho súvrstvia. Vznik nízkometamorfovaného pyrofylytu a paragonitu je priamo závislý od celkového chemického zloženia metapelitu, od vzťahov $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ a $(\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3) : \text{Al}_2\text{O}_3$ (obr. 2).

Všeobecne so stúpajúcim obsahom alkálií stúpa obsah paragonitu a pyrofylytu. Keďže vo fylitoch gelnickej skupiny výrazne prevláda množstvo K_2O nad Na_2O , asociácia minerálov muskovit + pyrofylyt by mala byť prevládajúca. Obmedzené množstvo pyrofylytu v metapelitoch gelnickej skupiny je dané úzkym rozsahom poľa stability spoločenstva kremeň + chlorit + pyrofylyt. Limitujúce spoločenstvo muskovit + paragonit je sprevádzané len obmedzeným množstvom albitu, alebo dokonca albit chýba. V neobmedzenom množstve vystupuje albit iba v prítomnosti muskovitu, bez paragonitu a pyrofylytu. Keďže vo fylitoch gelnickej skupiny nie je obsah Na_2O výrazný, zastúpenie albitu je všeobecne nízke.

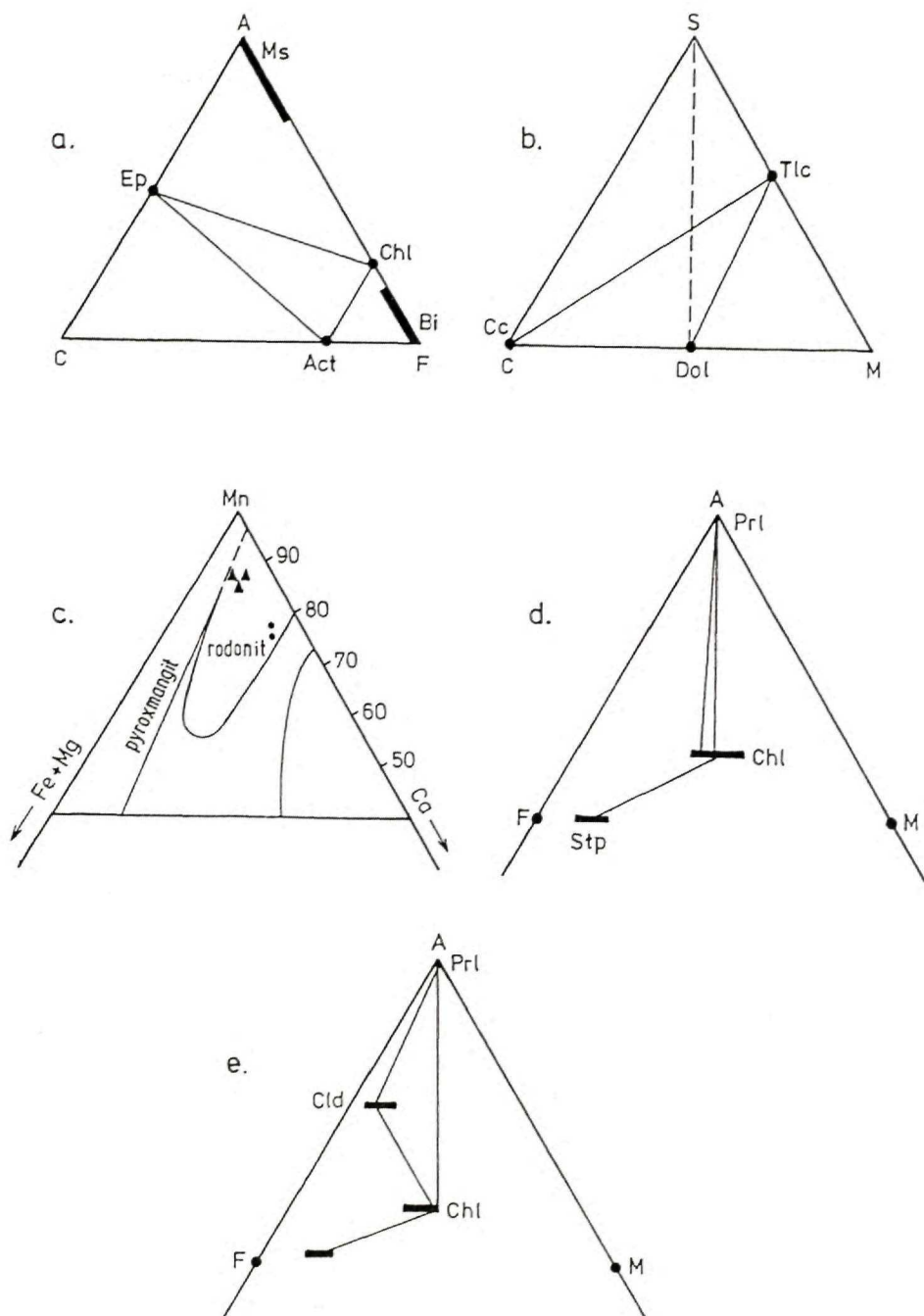
Lydity. V dôsledku monotónneho zloženia je i spoločenstvo nízkometamorfovaných minerálov v lyditch pomerne monotónne. Je tvorené kremeňom + muskovitom + grafitom ± rutilom. Množstvo grafitu a sericitu je priamo úmerné pôvodnému obsahu ílovitej hmoty.

Pieskovce. Ide o spoločenstvo muskovit + albit; muskovit + chlorit, sprevádzané hlavne kremeňom. Grafit, epidot, turmalín, rutil sú prítomné len v nepodstatnom množstve. Pri premene pieskocov došlo k metamorfnej rekryštalizácii základnej hmoty a variabilnej časti synsedimentárnych intraklastov ílovitých bridlíc. Podstatná časť pôvodných klastických zŕn je v štruktúre metapieskocov jasne rozlíšiteľná a pomerne dobre zachovaná. Výnimku tvoria úlomky pôvodne ílovitých bridlíc, z ktorých nie všetky možno odlíšiť od rekryštalizovanej matrix a podieľajú sa tak na tvorbe pseudomatrix (v zmysle DICKINSONA, 1970).

Ílovité karbonáty. Tvorí ich spoločenstvo kalcit + dolomit + kremeň ± muskovit ± chlorit; dolomit + mastenec; magnezit + mastenec (obr. 3). Prímes Al_2O_3 umožnila vznik klinochlóru. Všeobecne stabilná asociácia minerálov je kalcit + kremeň a dolomit + kremeň. Namiesto lamín pôvodne ílovitého materiálu vznikol pri nízkostupňovej regionálnej metamorfóze agregát pyrofylytu, prípadne muskovitu/paragonitu sprevádzaného grafitom, niekedy chloritom.

Mn-karbonáty. V karbonatických horninách bohatých na Mn (Čučma, Heckerová) vznikla asociácia metamorfovaných minerálov (obr. 3), reprezentovaná rodonitom + pyroxmangitom + spessartínovým granátom (FARYAD, 1991). Podľa údajov FARYADA (l. c.) je zloženie granátu takéto: $\text{Spss}_{70-72} \text{Grs}_{15-17} \text{Alm}_{12} \text{Py}_{0,6}$.

Hematitové ílovce a kvarcity: hematit + kremeň + Fe-chlorit ± muskovit. Muskovit asociovaný v týchto metapelitoch obsahuje podľa predpokladu vysoký podiel ferrimuskovitovej zložky.



Obr. 3 Charakteristické asociácie metamorfovaných minerálov v metabazaltoch a bazaltových metatufoch (a), v Si-karbonátoch (b), v Al-Fe metapelitoch (d, c) a v Mn-sedimentoch (c; diagram prebratý z práce FARYADA, 1991)

Ryolitovo-dacitové vulkanity a vulkanoklastiká: kremeň + muskovit ± chlorit; kremeň + muskovit + biotit ± chlorit; kremeň + muskovit + chlorit ± chloritoid. Toto spoločenstvo metamorfovaných minerálov je sprevádzané malým množstvom albitu alebo mikroklínu. Koexistencia biotitu s chloritom a muskovitom je možná i v podmienkach spodnej časti fácie zelených bridlíc, pri špecifickom zložení protolitu, reakciou chloritu a mikroklínu (FREY, 1987). V metamorfovaných vulkanogénnych horninách sú bežné relikty tlakov deformovaných porfýrických výrastlíc a vulkanoklastov. Patrí k nim kremeň, plagioklasy, ortoklas, mikropertit, biotit. V dôsledku premeny došlo predovšetkým k ich kataklastickej granulácii a segmentácii. Živce sú všeobecne albitizované, čiastočne sericitizované, zatlačané kremeňom. Po kryštaloklastoch biotitu zostali iba pseudomorfózy vyplnené kremeňom, muskovitom, niekedy chloritom. Kontúry pôvodných kryštálov biotitu sú ohraničené koncentraciami hematitovo-magnetitového pigmentu, sústredeného po okrajoch i pozdĺž pôvodných štiepných puklín.

Intermediárne vulkanity a vulkanoklastiká: kremeň + epidot + chlorit ± muskovit (fengit) ± albit, titanit. Okrem reliktov magmatogénnych živcov a biotitu pozorovať v týchto horninách i relikty po amfiboloch. Sú úplne rozložené, nahradené asociáciou kremeň + chlorit + epidot ± kalcit.

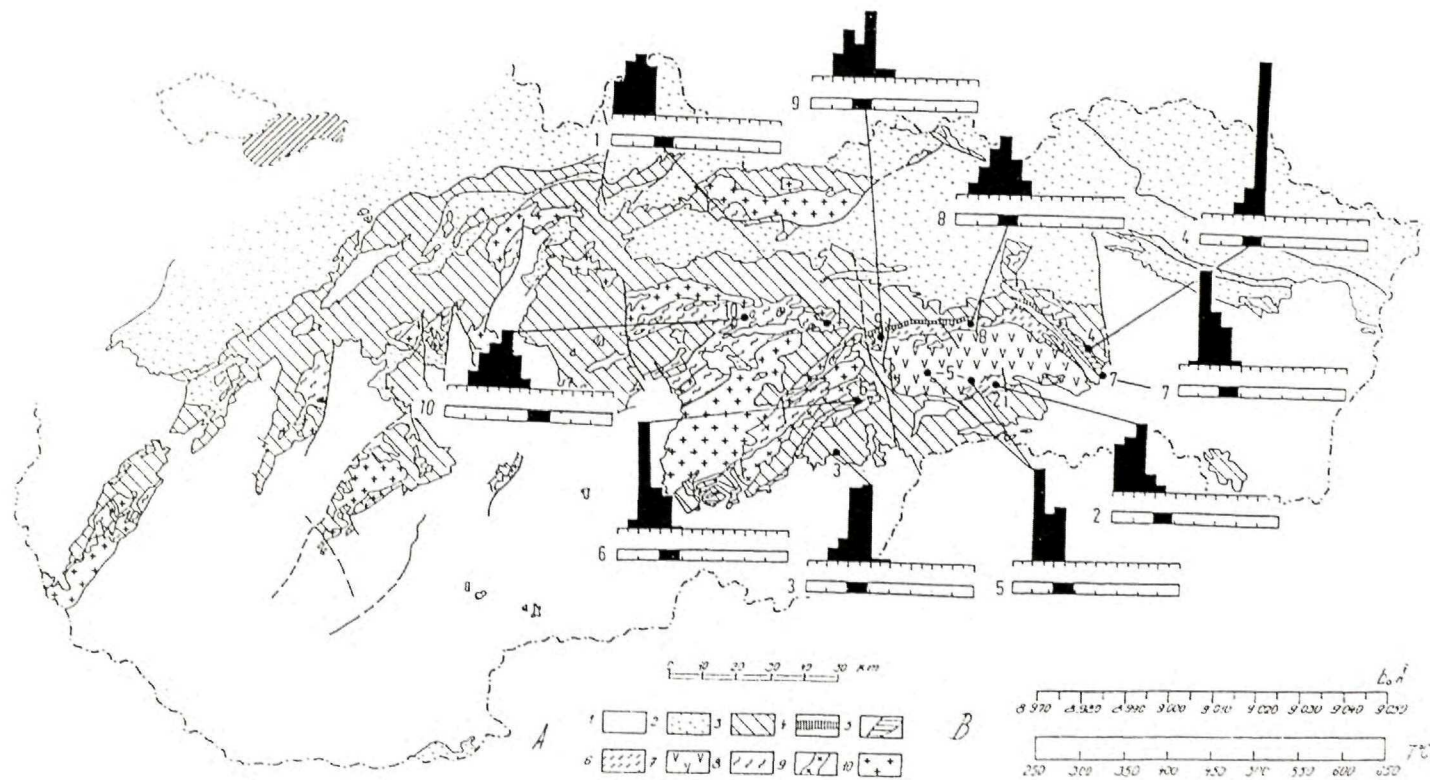
Bázické vulkanity a vulkanoklastiká: Typickými spoločenstvami minerálov sú epidot + chlorit ± albit ± kalcit; epidot + chlorit + aktinolit ± titanit. Sú sprevádzané malým množstvom kremeňa a muskovitu (fengitu). V metavulkanoklastikách sú vzácné prítomné drobné šupinky zelenohnedého biotitu.

V súvislosti s intermediárnymi až bázickými vulkanoklastickými horninami FARYAD (1991) zistil horniny zodpovedajúce železitým kvarцитom (jaspilitom), ktoré tvoria šošovkovité telesá uprostred metavulkanoklastík. Opísaná hornina je zložená z tejto minerálnej asociácie: kremeň (25 – 30 %), granát (30 – 35 %), amfibol (20 – 25 %), hematit (10 – 15 %), ktoré sú sprevádzané malým množstvom magnetitu, biotitu a chloritu. Granát je almandínového zloženia s nízkym podielom spessartínovej molekuly. Amfibol svojím zložením zodpovedá gruneritu. Podľa údajov autora táto hornina pochádza z podzemného vrtu, v ktorom okolité metasedimenty majú znaky slabej kontaktnej metamorfózy. Na základe toho sa dá predpokladať, že vzniknutá minerálna asociácia je dôsledkom polyfázových procesov, v danom prípade regionálnej a kontaktnej metamorfózy.

Kompatibilné minerálne asociácie charakterizujúce variskú regionálnu metamorfózu horninových komplexov v gelnickom teréne sú znázornené na obrázkoch 1, 2, 3. Sú vyjadrené v systémoch $K_2O - Na_2O - Al_2O_3$, $Al_2O_3 - FeO - MgO$, $K_2O - Al_2O_3 - FeO - MgO$, $Al_2O_3 - CaO - MgO - FeO$ a $Si_2 - CaO - MgO - FeO$. Diagram 3c je prebratý z práce FARYADA (1991).

Geotermobarometrická interpretácia

Na stanovenie P-T podmienok regionálnej variskej metamorfózy v gelnickom teréne bola využitá metóda stanovenia b_0 -hodnôt muskovitov, ktorá bola rozpracovaná a prvý-



Obr. 4 Schematická mapa rozšírenia predmezozoických útvarov v Západných Karpatoch s vyznačením oblastí, z ktorých boli odobrané fylity na stanovenie b_0 hodnôt muskovitov

A. Legenda k mape:

1 — neogénne sedimenty a vulkanity, 2 — vrchnokriedové a paleogénne sekvencie (centrálneokarpatský paleogén a flyšové pásmo spolu), 3 — mezozoické a stefansko-permské sekvencie vrátane bradlového pásma spolu, 4 — gemerikum: vestfálske sekvencie; 5 — gemerikum: spodnokarbónske sekvencie; 6 — gemerikum: súbory nízkostupňových metamorfítov rakoveckej skupiny a štóskeho súvrstvia spolu; 7 — gemerikum: súbor nízkostupňových metamorfítov gelnickej skupiny; 8 — kryštalické bridlice tatrica a veporika, vrátane tektonických šupín nízkostupňových hornín; 9 — alpske granitoidy; 10 — variské, event. pre-variské magmatity

B. Všeobecné vysvetlivky týkajúce sa:

1. tlakovej škály na základe b_0 -hodnôt muskovitov: nízky tlak — 8.970 — 9.000 Å; stredný tlak — 9.000 — 9.040 Å, vysoký tlak — 9.040 Å a viac;
2. teplotnej škály v °C

krát použitá v prácach SASSIHO (1992) a SASSIHO – SCOLARIHO (1974), čomu dala základ staršia práca CIPRIANIHO et al. (1968). Táto metóda je založená na zistení, že obsah seladonitovej zložky v muskovite je závislý od tlaku a teploty, pričom tlak hrá oveľa dôležitejšiu úlohu. GUIDOTTI – SASSI (1986) urobili klasifikáciu metamorfných faciálnych sérií (v zmysle definície MIYASHIRO, 1961) na základe b_0 -hodnôt muskovitov v metapelitoch fácie zelených bridlíc. Vychádzali zo záverov diskutovaných v ich predchádzajúcej práci (GUIDOTTI – SASSI, 1976), že obsah seladonitovej zložky, a tým i b_0 -hodnota muskovitu, sú funkciou tlaku. Ďalším predpokladom bolo, že stúpanie hodnoty pomeru $\text{Na}/\text{Na} + \text{K}$ pri konštantnom obsahu seladonitovej zložky spôsobuje, naopak, klesanie b_0 -hodnoty muskovitu (GUIDOTTI, 1984). Pre kalibrovanie b_0 -hodnôt muskovitov ako funkcie tlaku je však v nízkostupňových metapelitoch vzostup teploty zanedbateľným fenoménom.

GUIDOTTI – SASSI (1986) stanovili na základe 983 meraní b_0 -hodnôt muskovitov tri hlavné geobarometrické skupiny: 1. b_0 -hodnoty $< 9,000 \text{ \AA}$ zodpovedajú faciálnej sérii s tlakom nižším ako trojitý bod Al-silikátov; 2. b_0 -hodnoty v rozpätí $> 9,000 \text{ \AA}$ až $9,040 \text{ \AA}$ odrážajú tlak vyšší ako trojitý bod Al-silikátov, ale zároveň nižší ako tlak zodpovedajúci stabilite glaukofánu; 3. b_0 -hodnoty $> 9,040 \text{ \AA}$ patria k vysokotlakovej faciálnej sérii, zodpovedajúcej stabilite glaukofánu. Autori zostavili empiricky vypočítaný P-T diagram s izolíniami b_0 -hodnôt, ktorý neskôr modifikoval SASSI (1987). Pomocou tohto diagramu možno odhadom stanoviť i teplotu a termálny gradient počas vyvrcholenia regionálnej metamorfózy.

Na štúdium b_0 -hodnôt muskovitov bolo vybraných 55 vzoriek z fylitov gelnickej skupiny (lokalizácia na obr. 4), z čoho najviac vzoriek bolo z drnavského súvrstvia (23), menej zo súvrstvia Bystrého potoka (20) a vlachovského súvrstvia (12). Prevládajúcim minerálnym spoločenstvom v analyzovaných fylitoch je muskovit + paragonit + albit. Prítomnosť paragonitu bola stanovená práškovou RTG-metódou. Asociácia grafitu s týmto minerálnym spoločenstvom indikuje nízku hodnotu $f\text{O}_2$ a vylučuje tak obsah ferrimuskovitovej molekuly vo svetlej slude.

Z analyzovaného súboru fylitov bolo 47 vzoriek charakterizovaných asociáciou Ms + Prg + Alb. Priemerná b_0 -hodnota muskovitov z tejto podskupiny fylitov je $8,986 \text{ \AA}$ a štandardná odchýlka $s = 0,004 \text{ \AA}$. Osem vybraných vzoriek z fylitov gelnickej skupiny bolo charakterizovaných neohraničeným Ms + Alb spoločenstvom bez paragonitu. Priemerná b_0 -hodnota muskovitu z tejto podskupiny fylitov je $8,999 \text{ \AA}$ (SASSI – VOZÁROVÁ, 1987).

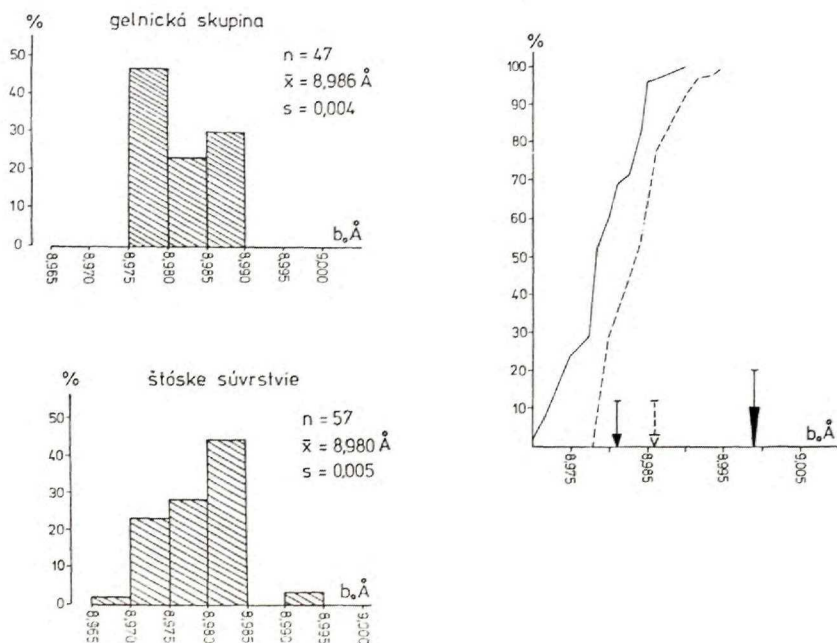
Zo štóskeho súvrstvia bolo touto metodikou spracovaných 57 vzoriek (MAZZOLI – VOZÁROVÁ, 1989). Celá skupina analyzovaných vzoriek je charakterizovaná ohraničeným spoločenstvom Ms + Prg + Alb. Tomu zodpovedajú i veľmi nízke b_0 -hodnoty muskovitov: priemerná hodnota = $8,980 \text{ \AA}$, štandardná odchýlka = $0,005 \text{ \AA}$. Na obr. 5 sú pomocou histogramov a kumulačných kriviek znázornené distribúcie b_0 -hodnôt muskovitov v gelnickej skupine a v štóskom súvrství. Kumulačné krivky v oboch prípadoch znázorňujú podskupiny fylitov s paragonitom. Hrubá šípka označuje b_0 -hodnoty fylitov bez paragonitu z gelnickej skupiny.

Vzhľadom na to, že geobarometrické odhady založené na b_0 -hodnotách muskovitov boli v rôznych častiach sveta urobené z Ms + Alb spoločenstva, za základ

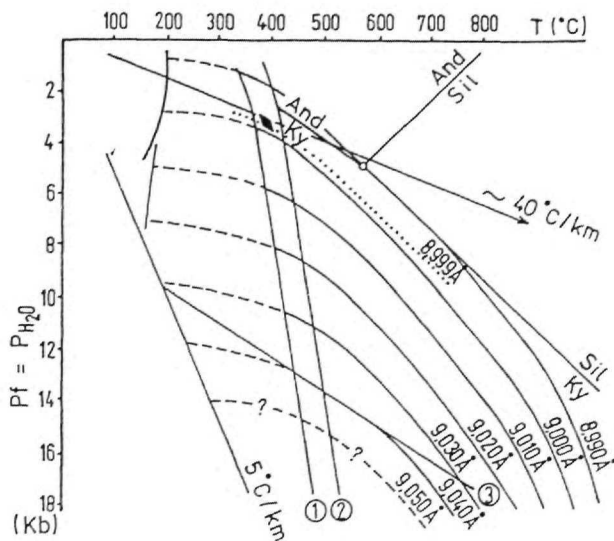
geobarometrickej interpretácie bola zobrazená hodnota 8,999 Å z fylitov bez paragonitu. Keďže biotit a Al_2SiO_5 minerály nie sú stabilnými minerálnymi fázami v týchto horninách, môže sa pozdĺž b_0 -izolínie 8,999 Å rátať iba s pomerne úzkym termálnym rozsahom, zodpovedajúcim približne 350 – 370 °C (obr. 6). Odvodená hodnota termálneho gradientu počas vyvrcholenia regionálnej varisej metamorfózy je približne 40 °C/km.

V b_0 -hodnotách muskovitov z metapelitov s paragonitom a bez paragonitu bol zistený systematický rozdiel pohybujúci sa v rozmedzí 0,011 – 0,014 Å (GOMEZ-PUGNAIRE et al., 1978; SASSI – VOZÁROVÁ, 1987; MAZZOLI – VOZÁROVÁ, 1989; SASSI – VOZÁROVÁ, 1992). Zistené údaje sú v zhode s teoretickými predpokladmi (GUIDOTTI – SASSI, 1976). Ak teda uvažujeme, že odchýlka b_0 -hodnôt muskovitov medzi skupinami fylitov s paragonitom a bez paragonitu je systematická, potom po pripočítaní tejto hodnoty (0,011 – 0,014) k b_0 -hodnotám zo súborov s paragonitom sú údaje na geobarometrickú interpretáciu totožné pre obe podskupiny fylitov.

Metódu výpočtu b_0 -hodnôt muskovitov na základe výpočtov z chemickej analýzy (podľa metódy GUIDOTTI – SASSI – BLENCOE, 1989) na stanovenie tlakového charakteru varisej metamorfózy v gemeriku použil FARYAD (1991). Analyzované muskovity podľa



Obr. 5 Distribúcia b_0 hodnôt muskovitov z fylitov gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia vyjadrená pomocou histogramov a kumulatívnych kriviek (prerušovaná čiara — gelnickej skupiny, plná čiara — štóske súvrstvie). Na diagrame s kumulatívnymi krivkami sú šípkami naznačené priemerné hodnoty. V oboch prípadoch ide o skupinu fylitov s paragonitom. Hrubá šípka naznačuje priemernú b_0 hodnotu muskovitov zo skupiny fylitov bez paragonitu z gelnickej skupiny



Obr. 6 Termálny gradient počas vyvrcholenia variskej metamorfózy, stanovený na základe b_0 hodnôt muskovitov

Krivky: 1 — dehydratácia kaolinitu (THOMPSON, 1971); 2 — dehydratácia pyrophyllitu (KERRICK, 1968); 3 — stabilizácia glaukofánu (CARMAN — GILBERT, 1983). Diagram zostavili GUIDOTTI — SASSI (1986) s kontúrami b_0 hodnôt muskovitov modifikovanými podľa SASSIHO (1987). Údaje priemernej b_0 hodnoty sú prebraté z práce SASSI — VOZÁROVÁ (1987)

údajov tohto autora pochádzali z fylitov bohatších na chlorit. To je hlavným dôvodom, prečo je obsah fengitovej zložky v nich relatívne vyšší ako v typických nízkotlakových muskovitoch. V tomto prípade teda ich zloženie nie je funkciou tlaku, ale chemického zloženia prostredia, v ktorom asociácia metamorfovaných minerálov vznikala. I napriek uvedenému faktom hodnoty zverejnené FARYADOM (l. c.) neoprávňujú uvažovať o strednotlakovom type metamorfózy. Jeho výsledky potvrdili v podstate údaje uvedené v prácach SASSI — VOZÁROVÁ (1987), MAZZOLI — VOZÁROVÁ (1989) a SASSI — VOZÁROVÁ (1992).

Podobne b_0 -hodnoty muskovitov zo štóskeho súvrstvia, vypočítané na základe chemických analýz (tab. 1), sa pohybujú v rozsahu 9,00 — 9,01 Å. K dispozícii sme však mali len tri analýzy, čo na interpretovanie tlaku nie je postačujúce. Základné vzťahy, popísané v práci GUIDOTTIHO et al. (1989), boli však i v týchto vzorkách potvrdené — efekt $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ na b_0 vs. $\sum (\text{Mg}+\text{Fe})$, b_0 vs. $\sum \text{Al}$ a b_0 vs. $\sum \text{Si}$. I keď b_0 -hodnoty získané touto metódou sú o niečo vyššie ako hodnoty získané rutinnou metódou SASSIHO — SCOLARIHO (1974), celkove nepresahujú rámec nízkotlakovej metamorfózy, resp. zodpovedajú rozhraniu nízko- /strednotlakovej metamorfózy podľa uvedených autorov. Sú porovnateľné s b_0 -hodnotami muskovitov zo zóny Ryoke (SASSI — SCOLARI, l. c.) v Japonsku, ktorá bola opísaná ako nízkotlaková (MIYASHIRO, 1973).

Podmienky fácie zelených bridlíc odzrkadľuje i zloženie chloritu (tab. 1) zo štóskeho súvrstvia. Podľa klasifikácie HEYA (1954) patria tieto chlority do skupiny

thuringitu, konkrétne zodpovedajú ripidolitu. Pomer $Fe/(Mg+Fe)$ je v rozmedzí 0,63 – 0,67). Chlority sú obohatené alumíniom ($5,79 - 5,97 \sum Al$), čo je tiež typické pre nízkostupňové metapelitey.

Tab. 1 Chemické analýzy muskovitov a chloritov — štóske súvrstvie, vzorka G-4/88

	Muskovit			Chlorit		
	1.	2.	3.	1.	2.	3.
SiO ₂	45,18	45,43	46,41	24,69	23,91	26,04
Al ₂ O ₃	34,03	35,86	32,36	23,30	22,43	24,53
TiO ₂	0,30	0,09	0,42	0,05	0,03	0,05
FeO	2,59	2,92	3,05	30,52	30,88	29,44
MgO	1,02	1,03	1,60	10,12	9,49	8,58
MnO	0,03	0,0	0,01	0,16	0,14	0,23
CaO	0,07	0,03	0,05	0,04	0,01	0,08
Na ₂ O	1,31	1,15	0,65	0,0	0,04	0,35
K ₂ O	8,21	8,91	9,11	0,02	0,28	0,58
Σ	92,75	95,43	93,73	88,90	87,22	89,88
Si	6,17	5,98	6,30	5,26	5,24	5,39
Al _{IV}	1,83	2,02	1,70	2,74	2,74	2,61
Al _{VI}	3,63	3,53	3,47	3,10	3,05	3,36
Ti	0,03	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01
Fe	0,29	0,32	0,34	5,42	5,64	5,39
Mg	0,21	0,20	0,33	3,23	3,12	2,66
Mn	0,0	0,0	0,0	0,03	0,03	0,04
Ca	0,01	0,0	0,01	0,01	0,0	0,02
Na	0,35	0,29	0,17	0,0	0,02	0,14
K	1,43	1,50	1,58	0,01	0,08	0,15
b _o (FM)	9,0151	9,0160	9,0226			
b _o (Al)	9,0080	9,0060	9,0156			
b _o (Si)	9,0075	8,9949	9,0162			

Rakovecký terén

Geologická charakteristika

Pomenovanie bolo odvodené od rakoveckej skupiny, pretože táto litostratigrafická jednotka tvorí podstatnú časť rakoveckého terénu. Určujúcimi znakmi rakoveckého terénu sú: prevaha vulkanických a vulkanoklastických hornín bazaltoidného zloženia nad sedimentmi, polyfázový vývoj varisej regionálnej metamorfózy, faciálne pestrý sled molasových vulkano-sedimentárnych sekvencií.

Rakovecký terén je zložený z niekoľkých litostratigrafických jednotiek, ktoré sa od seba navzájom líšia nielen litologickou náplňou a stratigrafickým rozsahom, ale i

rozdielnou pozíciou z hľadiska časového a priestorového vývoja variského orogénu.

Z hľadiska geologického vývoja i priestorového rozšírenia najvýznamnejšou pre rakovecký terén je rovnomenná rakovecká skupina. Jej dominantnou súčasťou sú veľké masy bazických metavulkanoklastík sprevádzaných tholeiitickými metabazaltmi (sykavské súvrstvie v zmysle BAJANÍK et al., 1981). BAJANÍK (1976) pričlenil produkty vulkanickej aktivity v rakoveckej skupine ku spilitovo-diabázovo-keratofýrovej formácii. Neskôr ten istý autor na základe chemického zloženia metabazaltov a obsahu vzácnych zemín bližšie geotektonicky charakterizoval vulkanity rakoveckej skupiny ako tholeiity ostrovných oblúkov (BAJANÍK, 1980, 1981). V podstate rovnakú geotektonickú pozíciu, to znamená bazalty ostrovných oblúkov s výrazným E-MORB trendom, potvrdili i neskôršie štúdiá, založené hlavne na distribúcii REE a ostatných imobilných prvkov (GRECULA – HOVORKA, 1987; IVAN, 1992; IVAN et al., 1992). Tholeiitické metabazalty tvoria hlavne výlevné formy so znakmi hyaloklastitovej dezintegrácie, ojedinele i s popísanými pillow-lávovými textúrami (BAJANÍK, 1975). Sú sprevádzané žilnými telesami. Len malá časť vulkanitov v rakoveckej skupine je reprezentovaná ryolit-dacitmi a kremennými keratofýrmi. Sedimenty – pieskovce a bridlice – tvoria objemovo menšiu časť rakoveckej skupiny, a to predovšetkým jej bazálnu časť (smrečinské súvrstvie v zmysle BAJANÍKA et al., 1981). S vulkanickými horninami sú asociované hlavne pelitové sedimenty, len sporadicky tenké polohy silicítov alebo karbonátov. S vulkanogénnym horizontom je asociovaná i syngenetická Fe-mineralizácia (BEŇKA – BAJANÍK, 1981).

Sekvencie rakoveckej skupiny v dôsledku chýbania makro- i mikroorganizmov nie sú doposiaľ biostratigraficky datované. Ich predvestfálsky vek, najpravdepodobnejšie devónsky, je odvodený geologickými metódami na základe výskytu ich úlomkov hornín vo vestfálskych zlepenkoch rudnianskeho súvrstvia.

Dominujúce bazické vulkanoklastiká, asociované s tholeiitickými bazaltmi s vyhradeným geochemickým trendom, indikujú vývoj rakoveckej skupiny spojený s ensimatickým ostrovným oblúkom, ktorý vznikol najskôr na back-arc oceánskej kôre.

K rakoveckému terénu patria i súbory sedimentov črmelskej skupiny, ktorá vystupuje v severovýchodnej časti gemerika, v tektonicky silne exponovanej zóne na styku s pásmom Čiernej hory. Črmelská skupina je charakterizovaná súborom prevažne jemnozrnných, cyklicky usporiadaných sedimentov so sedimentárnymi znakmi distálneho flyšu. V ňom sú polohy len so sporadickými výskytmi karbonátov a lyditov. Vulkanické horniny sú podstatne menej zastúpené. Sú reprezentované predovšetkým bazickými vulkanoklastikami a bazaltmi výrazne tholeiitového magmatického trendu (BAJANÍK et al., 1986). Sú sprevádzané ojedinelými žilnými telesami gabrodioritov. Acidné vulkanoklastiká vystupujú sporadicky v tenkých polohách skôr v bazálnej časti črmelskej skupiny. Vek črmelskej skupiny je doložený biostratigraficky. Spoločenstvá mikroflóry dokladajú rozpätie vrchný turnén – visén (BAJANÍK et al., 1986). Flyšový charakter sedimentácie, tholeiitový, nízkodraselný typ metabazaltov reprezentuje najpravdepodobnejšie relikty výplne pôvodne intrasutúrového zvyškového bazénu (relikt marginálneho bazénu s oceánskou kôrou), ktorý vznikol v prvej fáze kontinentálnej kolízie.

Vo veľmi podobnej geotektonickej pozícii sa nachádzal pravdepodobne i sedimentačný bazén ochtinského súvrstvia. Obe spomenuté litostratigrafické jednotky (črmeľská i ochtinská) môžu byť reliktnými intrasutúrového sedimentačného prostredia. Výplň týchto bazénov mohla byť v ďalších fázach kontinentálnej kolízie roztrhnutá a detašovaná pozdĺž predpokladanej variskej sutúry.

Spodná časť ochtinského súvrstvia (vystupuje v úzkom pruhu v západnej a juhozápadnej časti gemerika) má klastický flyšový vývoj s medzivrstvami bazaltových vulkanoklastík. V porovnaní s chrmeľskou skupinou sú v nej výraznejšie zastúpené hrubozrnnéjšie variety sedimentov – pieskovce, v bazálnych častiach dokonca drobnozrnné zlepenice. Pre spodnú časť ochtinského súvrstvia sú charakteristické i telesá antigoritických serpentinitov (?fragmenty oceánskej kôry) a žilných telies metagabrodioritov. Mechanizmus premiestnenia serpentinitových a bazických telies je spätý buď so sedimentárnymi (olistolity), alebo tektonickými (suché protrúzie) procesmi.

Vek spodnej časti ochtinského súvrstvia je mikrofloristicky doložený ako spodný karbón (BAJANÍK – PLANDEROVÁ, 1985). Pre vývoj ochtinského sedimentačného bazénu bolo charakteristické splytčovanie. Jeho najvrchnejšia časť je tvorená bridličnato-karbonátovou litofáciou, vznikajúcou v neriticko-litorálnom prostredí. Tento výrazný horizont organodetritických karbonátov bol zmenený na magnezity. Nálezy konodontov z podložia magnezitového horizontu doložili vek vrchný visén – serpuchovej (KOZUR – MOCK – MOSTLER, 1976).

Variský vývoj rakoveckého terénu bol ukončený neskoroorogénnymi a post-orogénnymi molasovými formáciami, ktoré tvorili výplň pôvodne pravdepodobne rozsiahleho periférneho sedimentačného bazénu. Výplň tohto bazénu, najskôr s morskými, neskôr s kontinentálnymi sedimentmi, reflektuje zloženie sutúrovej zóny a čas spojenia rakoveckého terénu s vyššiemetamorfovaným klátovským terénom počas záverečnej fázy kontinentálnej kolízie. Najstaršie formácie sú vestfálske (RAKUSZ, 1932; ŠUSTA, 1931; BOUČEK – PŘIBYL, 1958; KOZUR – MOCK, 1977 a ďalší). Intrastefanské pohyby spôsobili prerušenie v sedimentácii. Kontinentálne permské vulkano-sedimentárne formácie prekrývajú diskordantne rôzne členy vestfálskych i predvestfálskych formácií rakoveckého terénu. Pre rakovecký terén nie je charakteristická prítomnosť hlbinných magmatických členov vo väčšom množstve. Malé telesá gabrier, gabrodioritov a dole-ritových dajok sú asociované s vývojom ostrovného oblúka na back-arc oceánskej kôry.

Charakter protolitu

Všeobecne stupeň premeny predvestfálskych horninových súborov v rakoveckom teréne nepresahuje stupeň fácie zelených bridlíc. Z toho dôvodu je časť makrotextúr tak v sedimentoch, ako i vo vulkanogénnych sekvenciách pomerne dobre zachovaná. Jednotlivé výlevné telesá bazaltov i s medzivrstvami vulkanoklastických alebo nevulkanických sedimentov je možné spoľahlivo odlíšiť. Okraje telies s dezintegrovanými hyaloklastitovými textúrami sú výrazné. Bežné sú mandľovcové a fluidálne textúry, dokonca i dobre zachované pillow-lávy (BAJANÍK, 1975). Najrozšírenejšou zložkou protolitu boli bazaltové pyroklastiká, často zmiešané s variabilným množstvom

nevulkanického jemnozrnného detritu. V pôvodných tufoch a tufitoch je najčastejšie zachovaná horizontálne laminovaná textúra.

V sedimentárnych sekvenciách rakoveckej skupiny prevládajú jemnozrnné klastické sedimenty, pôvodne pelity, s variabilným obsahom prachovej prímеси, hlavne vulkanogénneho pôvodu. Jemnozrnné sedimenty asociované s vulkanitmi obsahujú sporadicky i tenké laminy silicitového alebo karbonátového materiálu a miestami i výraznejšie polohy železných rúd, hematitových bridlíc a kvarcitov typu jaspilitov. BEŇKA – BAJANÍK (1981) medzi železnými rudami rozlíšili magnetitové, kremeňovo-hematitové a jaspilitové. Autori vyslovili teóriu o ich exhalačno-sedimentárnej genéze.

Oveľa výraznejšie zastúpenie sedimentov v porovnaní s vulkanitmi je v bazálnej časti rakoveckej skupiny (smrečinské súvrstvie). V predmetamorfnom stave prevládali bridlice a siltovce nad pieskovecami. Farba týchto metasedimentov je sivozelená, svetlosivá, strednosivá, menej čierna. Vložky čiernych fylitov vznikli premenou pelitov obohatených o organickú hmotu. V metapieskovcoch, ktoré sú zväčša jemnozrnné, je možné rozlíšiť predovšetkým detritické zrná kremeňa a rozložených plagioklasov.

V cyklicky usporiadaných súboroch črmelskej skupiny a spodnej časti ochtinského súvrstvia prevládali pôvodne bridlice, siltovce, pieskovce, sporadicky drobnozrnné zlepence. Boli asociované hlavne s bazaltovými vulkanoklastikami, menej s výlevnými telesami bazaltov. Sporadické sú výskytu tenkovrstevnatých fľovitých silicitov (črmelská skupina) a šošoviek jemno laminovaných karbonátov.

Z hľadiska cyklického usporiadania vrstiev, typu sedimentárnych textúr (prevažujúca horizontálna laminácia; zriedka vlnovitá), hrúbky vrstiev (prevaha do 10 – 15 cm), bežného progresívne gradačného usporiadania planparalelnej laminácie v malých cykloch a gradačne zvrstvených lavíc jemnozrnných pieskovcov uvažujeme, že sedimenty črmelskej skupiny boli ukladané mechanizmom turbiditových prúdov.

Progresívne gradačne usporiadané cykly, na báze s gradačne zvrstvenými lavicami drobnozrnných zlepenčov a s časťami erozívnymi kontaktmi, sú typické pre bazálnu časť ochtinského súvrstvia. Takéto cykly sa mnohonásobne nad sebou opakujú. Dosahujú hrúbku okolo 1 m. Smerom do nadložia sú vystriedané bridličnato-pieskovcovou a bridličnatou litofáciou. Na základe textúrnych znakov predpokladáme, že tieto sedimenty vznikali transportom v hustých turbiditových prúdoch v prostredí vejárov podmorskej delty.

Špecifickou litofáciou je bridličnato-karbonátový horizont vo vrchnej časti ochtinského súvrstvia. Tmavé bridlice, tenkolavicovité dolomitové bridlice a vrstvy dolomitov a masívnych, snáď pôvodne plytkovodných rifových vápencov sú asociované do jedného horizontu. Značná časť organogénnych vápencov bola zmenená na magnezity.

Variská metamorfóza v rakoveckom teréne

Petrologická charakteristika

Stupeň variskej regionálnej metamorfózy v rakoveckom teréne nepresiahol P-T podmienky spodnej až strednej časti fácie zelených bridlíc. Pre jednotlivé skupiny hornín boli stanovené tieto charakteristické asociácie metamorfovaných minerálov:

Pelity. Kritickým minerálnym spoločenstvom je muskovit + albit, ktoré sú sprevádzané malým množstvom chloritu, grafitu a variabilným množstvom kremeňa. V menšom množstve metapelitov bolo zistené ohraničené spoločenstvo minerálov: muskovit + paragonit + albit. V častiach metapelitov bohatých na Al_2O_3 vznikol pyrofyilit spolu s muskovitom a paragonitom bez prítomnosti albitu.

Siltovce, pieskovce. V týchto sedimentoch bola rekrystalizovaná predovšetkým pôvodná ílovitá matrix. Bežným minerálnym spoločenstvom je muskovit + chlorit + kremeň, ktoré sú sprevádzané len malým množstvom albitu.

Karbonáty. Spravidla obsahujú laminy pôvodne ílovitého materiálu. V nich je okrem muskovitu bežný albit a grafit, v menšom množstve kremeň. Pôvodný karbonát je rekrystalizovaný, pričom mineralogicky zodpovedá predovšetkým kalcitu, len s nízkou prímесou FeO, MgO, MnO. Vo veľmi malom množstve bol zistený dolomit a ankerit. Osobitným problémom sú dolomity a magnezity v ochtinskom súvrství. Z karbonátových minerálov sa na ich zložení podieľa kalcit, dolomit, magnezit, mineralogicky tiež breunerit. Sporadicky boli zistené asociácie dolomit + mastenec + kremeň a magnezit + mastenec. V malých množstvách je bežný chlorit (klinochlór).

Fe-sedimenty. Laminy železitých sedimentov obsahujú kremeň + hematit; kremeň + hematit + magnetit. Tieto minerály sú sprevádzané malým množstvom železitého chloritu. S hematitom a magnetitom koexistuje i malé množstvo ilmenitu.

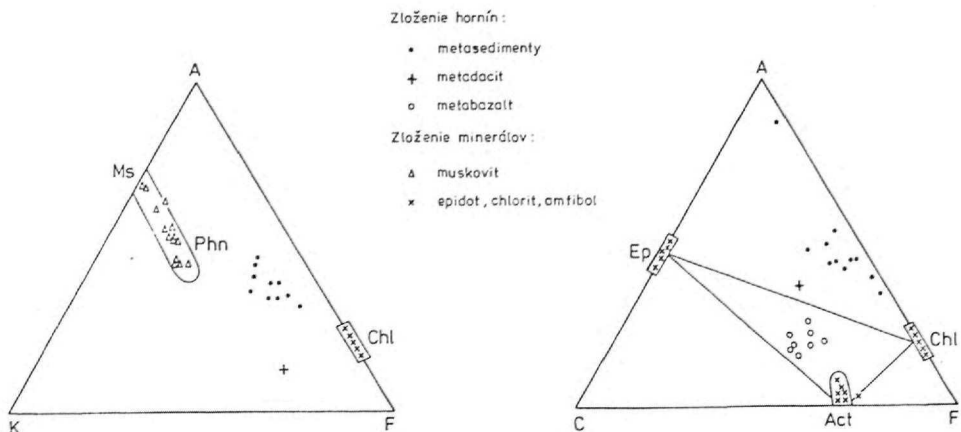
Bazaltové tufy, tufity. Je to skupina hornín, v ktorých bol bázický vulkanoklastický materiál zmiešaný vo variabilnom množstve s nevulkanickým materiálom, hlavne pelitového a siltovitého zloženia. Nízkostupňovou regionálnou premenou týchto sedimentov vznikli tieto kritické asociácie minerálov: kremeň + muskovit + chlorit; epidot + chlorit; epidot + chlorit + aktinolit. Tieto minerálne asociácie sú sprevádzané albitom, kalcitom, titanitom, kremeňom a muskovitom s vysokým obsahom fengitovej zložky.

Vulkanity andezitovo-bazaltového a bazaltového zloženia. Kritická asociácia metamorfovaných minerálov v týchto horninách je epidot + chlorit + aktinolit, ktorá je sprevádzaná pomerne hojným množstvom albitu. Bežný je titanit a karbonáty. Malá časť bázických vulkanitov bola zmenená na relatívne hrubšie kryštalické horniny, zložením zodpovedajúce albitovo-epidotovým amfibolitom. Sú charakterizované kritickou minerálnou asociáciou epidot/zoizit + aktinolitický amfibol + chlorit. Táto minerálna asociácia je opäť sprevádzaná albitom, titanitom a malým množstvom kremeňa.

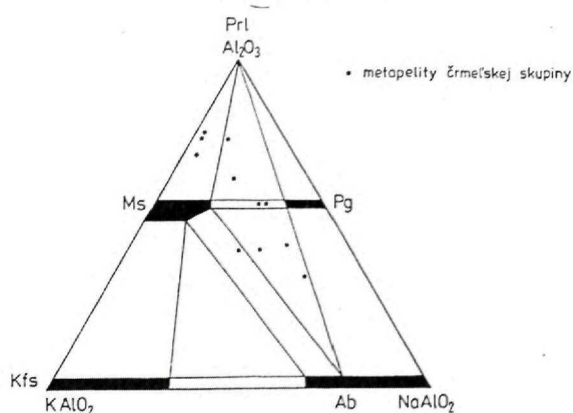
Acídne až intermediárne vulkanity a vulkanoklastiká. Kritickými minerálnymi asociáciami sú muskovit + albit a muskovit + chlorit + kremeň. Vo varietách inklinujúcich k intermediárnemu zloženiu je sporadicky zastúpený aktinolit.

Ultrabázické horniny. Sú reprezentované antigoritickými serpentinitmi, v ktorých okrem antigoritu vystupujú ako metamorfované minerály mastenec a tremolit. Bežne je s nimi asociovaný magnetit, Mg-chlorit a magnezit.

Kompatibilné minerálne asociácie zo študovaných hornín sú vyjadrené v systémoch $Al_2O_3 - N_2O - K_2O - FeO - MgO - MnO$ a $CaO - FeO - MgO - Al_2O_3$ (obr. 7). Na diagramoch sú zaznačené priemetné body chemických analýz hornín a taktiež chemického zloženia kritických minerálov – muskovitu, chloritu, epidotu,



Obr. 7 Základné asociácie metamorfovaných minerálov v metasedimentoch a v bazických metavulkani-
toch a metavulkanoklastikách rakoveckého terénu — vyjadrené v diagramoch AKF a ACF. Do diagramov
je premietnuté chemické zloženie hornín a hlavných silikátových minerálov



Obr. 8 Minerálne asociácie v metapelitoch žrnelovej skupiny s vyjadrením chemického zloženia

aktinolitu. Minerálne spoločenstvo metapelitov je osobitne schematicky vyjadrené
v diagrame AKNa (obr. 8), a to na základe celkového chemického zloženia hornín a
zloženia muskovitov.

Zloženie základných horninotvorných minerálov je vyjadrené v tabuľkách 2 – 7.
Všetky analýzy boli urobené v laboratóriu elektrónovej mikroanalýzy GÚDŠ.

Výrazná premenlivosť v zložení bola zistená hlavne v muskovitoch. V závislosti
od celkového zloženia pôvodnej horniny sa v muskovitoch menili predovšetkým
hodnoty Si, Fe, Mg, Al, Na. Na obr. 9 je zloženie muskovitov vyjadrené na základe
vzťahov Fe : Mg; Fe : Si a Na : Fe. Potvrdili sa trendy už z početných prác (SASSI,
1972; CIPRIANI et al., 1968; GUIDOTTI, 1984 a ďalší), a to predovšetkým pozitívna
korelácia medzi Fe : Mg a Fe : Si a zároveň negatívna korelácia medzi Na a Fe.

Tab. 2 Chemické zloženie chloritov z črmeľskej skupiny, smrečinského a zlatnickeho súvrstvia

	Črmeľská skupina								
	C-15 ₁	C-15 ₂	C-15 ₃	C-15 ₄	B-22 ₁	B-22 ₂	A-6 ₁	A-6 ₂	A-6 ₃
SiO ₂	26,05	25,54	25,77	25,86	25,78	26,45	24,03	23,85	23,61
Al ₂ O ₃	20,41	21,34	20,17	18,93	20,41	20,04	20,55	21,16	22,07
Cr ₂ O ₃	0,08	0,04	0,07	0,14	0,02	0,37	0,05	0,06	0,07
TiO ₂	0,01	0,04	0,05	0,08	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06
FeO	27,96	27,78	28,38	27,99	26,30	26,56	29,18	29,93	30,25
MgO	13,54	12,88	13,04	13,79	13,58	14,31	11,04	10,50	9,31
MnO	0,46	0,50	0,60	0,45	0,11	0,00	0,23	0,31	0,37
CaO	0,03	0,04	0,07	0,08	0,12	0,34	0,04	0,03	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,04	0,04	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,00	0,13	0,03	0,00	0,07	0,02
Σ	88,55	88,17	88,23	87,34	86,51	88,14	85,21	86,00	85,77

prepočet na 28 (0)

Si	5,52	5,42	5,50	5,58	5,54	5,59	5,35	5,29	5,25
Al ^{IV}	2,48	2,58	2,50	2,42	2,46	2,41	2,65	2,71	2,75
Al ^{VI}	2,60	2,75	2,56	2,38	2,70	2,57	2,74	2,81	3,03
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,06	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	4,93	4,91	5,06	5,01	4,71	4,67	5,42	5,53	5,61
Mg	4,30	4,10	4,17	4,46	4,38	4,53	3,67	3,49	3,11
Mn	0,08	0,09	0,11	0,08	0,01	0,00	0,04	0,06	0,01
Ca	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00
Fe/Fe + Mg	0,53	0,54	0,55	0,53	0,52	0,51	0,60	0,61	0,64

pokračovanie tab. 2

	Smrečinské súvrstvie			Zlatnicke súvrstvie						
	1/G-89 ₁	1/G-89 ₂	1/G-89 ₃	G-31/91 ₁	G-31/91 ₂	G-31/91 ₃	G-31/91 ₄	G-28/91 ₁	G-28/91 ₂	G-28/91 ₃
SiO ₂	23,93	23,90	27,92	26,08	25,79	26,11	26,10	27,12	27,31	26,83
Al ₂ O ₃	22,47	22,80	25,00	18,60	18,70	18,69	18,71	20,12	20,00	20,21
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,07	0,22	0,05	0,19	0,12	0,03	0,03
TiO ₂	0,05	0,02	5,62	0,10	0,05	0,05	0,05	0,02	0,01	0,02
FeO	26,73	28,18	21,01	25,29	25,27	25,19	24,87	20,02	20,82	21,40
MgO	10,73	10,89	7,46	14,97	14,76	15,14	15,22	18,08	17,50	17,59
MnO	0,30	0,27	0,22	0,75	0,74	0,71	0,70	0,12	0,16	0,22
CaO	0,04	0,02	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05	0,02	0,07
Na ₂ O	0,01	0,02	0,28	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,05	0,03	2,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Σ	84,31	86,13	89,59	85,94	85,58	86,00	85,94	85,65	85,86	86,39

Si	5,30	5,22	5,63	5,64	5,60	5,64	5,63	5,67	5,72	5,61
Al ^{IV}	2,70	2,78	2,37	2,36	2,40	2,36	2,37	2,33	2,28	2,39
Al ^{VI}	3,16	3,08	3,56	2,37	2,37	2,39	2,38	2,62	2,65	2,59
Cr	-	-	-	0,01	0,04	0,05	0,03	0,02	0,01	0,01
Ti	0,01	0,00	0,85	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	4,94	5,13	3,54	4,55	4,57	4,53	4,47	3,50	3,63	3,75
Mg	3,57	3,54	2,26	4,85	4,80	4,90	4,93	5,67	5,50	5,49
Mn	0,06	0,05	0,04	0,14	0,18	0,13	0,13	0,02	0,03	0,04
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Na	0,00	0,01	0,11	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe/Fe + Mg	0,58	0,59	0,61	0,48	0,49	0,48	0,48	0,38	0,28	0,41

Tab. 3 Chemické zloženie muskovitov z črmeľskej skupiny, zlatníckeho a smrečinského súvrstvia

	C-8 ₁	C-8 ₂	E-5 ₁	E-5 ₂	E-7 ₁	E-7 ₂	C-4 ₁
SiO ₂	45,85	47,52	48,14	50,23	49,29	48,70	45,69
Al ₂ O ₃	35,40	37,16	32,81	29,40	25,19	25,19	28,33
TiO ₂	0,12	0,07	0,73	0,23	0,24	0,37	0,19
FeO	0,77	0,67	3,65	4,65	4,07	4,04	3,37
MgO	0,69	0,57	1,25	2,90	2,53	2,52	2,54
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
CaO	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02
Na ₂ O	0,87	0,46	0,12	0,04	0,11	0,10	0,12
K ₂ O	9,89	10,60	10,33	9,85	10,84	10,54	10,21
Σ	93,60	97,06	97,05	97,39	92,37	90,97	90,48

prepočet na 22 (0)

Si	6,18	6,17	6,34	6,60	6,88	6,84	6,49
Al ^{IV}	1,82	1,83	1,66	1,40	1,12	1,16	1,51
Al ^{VI}	3,80	3,85	3,44	3,16	3,02	3,01	3,22
Ti	0,01	0,01	0,07	0,02	0,03	0,04	0,02
Fe	0,09	0,07	0,40	0,51	0,47	0,47	0,40
Mg	0,14	0,11	0,25	0,57	0,53	0,53	0,54
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,11	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03
K	1,70	1,76	1,74	1,65	1,93	1,89	1,85
Na/Na + K	0,12	0,06	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
b _o (FM)	9,0032	9,0010	9,0017	9,0406	9,0371	9,0371	9,0345
Å b _o (Al)	9,0040	9,0025	9,0174	9,0174	9,0422	9,0414	9,0270
b _o (Si)	9,0045	9,0038	9,0150	9,0322	9,0507	9,0480	9,0249

pokračovanie tab. 3

C-4 ₂	C-15 ₁	C-15 ₂	C-15 ₃	A-6 ₁	G-28/91 ₁	G-28/91 ₃	I-G/89
46,17	47,61	49,88	50,26	49,07	49,72	51,44	45,49
24,92	27,54	28,90	27,79	32,37	33,20	24,78	32,35
0,25	0,25	0,31	0,19	0,31	0,04	0,03	1,01
4,44	3,55	3,57	3,26	1,80	2,62	5,30	5,89
2,75	2,58	2,82	2,73	1,31	0,90	3,44	2,12
0,04	0,00	0,02	0,00	0,04	0,10	0,08	0,07
0,20	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,05
0,14	0,20	0,30	0,14	0,30	0,09	0,09	0,62
10,55	9,46	8,46	9,68	9,47	9,02	9,75	7,93
89,46	91,19	94,29	94,06	94,67	95,70	94,91	95,53

6,69	6,66	6,68	6,78	6,60	6,43	6,95	6,13
1,31	1,34	1,32	1,22	1,40	1,57	1,05	1,87
2,96	3,19	3,24	3,19	3,71	3,50	2,91	3,25
0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,10
0,54	0,41	0,40	0,37	0,20	0,28	0,60	0,66
0,60	0,54	0,57	0,55	0,26	0,17	0,70	0,43
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
0,04	0,05	0,09	0,04	0,08	0,22	0,02	0,16
1,95	1,69	1,45	1,67	1,63	1,49	1,68	1,36
0,02	0,03	0,06	0,02	0,05	0,13	0,01	0,10
9,0433	9,0349	9,0358	9,0336	9,0133	9,0129	9,0503	9,0411
9,0182	9,0321	9,0314	9,0352	9,0172	9,0182	9,0468	9,0169
9,0110	9,0362	9,0375	9,0441	9,0322	9,0210	9,0553	9,0012

Tab. 4 Chemické zloženie titanitov

	Črmeľská skupina	Zlatnícke súvrstvie			
	C-15	G-31/91 ₁	G-31/91 ₂	G-31/91 ₃	G-28/91
SiO ₂	30,33	28,59	29,82	28,92	29,47
TiO ₂	37,12	34,00	35,87	37,63	37,44
Al ₂ O ₃	1,87	1,70	1,67	1,16	1,24
FeO	0,38	1,64	1,63	1,23	0,61
MgO	0,01	0,38	0,0	0,0	0,17
MnO	0,0	0,05	0,0	0,07	0,0
CaO	27,68	27,68	28,29	28,12	26,79
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,03	0,0
K ₂ O	0,09	0,01	0,0	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,13	0,07	0,0	0,05	0,07
Σ	97,61	94,09	97,29	97,23	95,81

prepočet na 20 (0)

Si	4,044	3,998	4,024	3,914	4,010
Ti	3,722	3,576	3,640	3,829	3,831
Al	0,294	0,280	0,266	0,184	0,199
Fe	0,042	0,191	0,184	0,139	0,069
Mg	0,002	0,078	0,0	0,0	0,035
Mn	0,0	0,006	0,0	0,009	0,0
Ca	3,954	4,146	4,089	4,076	3,904
Na	0,0	0,0	0,0	0,007	0,0
K	0,016	0,001	0,0	0,005	0,003
Cr	0,014	0,007	0,0	0,005	0,007

Tab. 5 Chemické zloženie epidotu zo zlatníckeho súvrstvia

Číslo vzorky	G-31/91				G-28/91	
	1.	2.	3.	4.	1.	2.
SiO ₂	36,60	36,99	36,85	36,55	37,56	37,32
Al ₂ O ₃	21,96	21,94	21,80	21,16	25,39	24,16
Cr ₂ O ₃	0,0	0,07	0,11	0,01	0,13	0,0
TiO ₂	0,05	0,04	0,22	0,07	0,12	0,03
FeO	12,81	13,56	12,79	13,77	9,11	10,41
MgO	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MnO	0,16	0,18	0,35	0,25	0,19	0,21
CaO	21,04	23,04	22,67	19,78	22,55	21,03
Na ₂ O	0,0	0,05	0,0	0,02	0,01	0,0
K ₂ O	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0
Σ	92,64	95,86	94,81	91,62	95,05	93,17

prepočet na 12 (0)

Si	3,020	2,980	2,989	3,057	2,961	2,433
Al	2,132	2,079	2,080	2,082	2,355	3,389
Cr	0,0	0,003	0,014	0,001	0,008	0,0
Ti	0,003	0,002	0,013	0,005	0,007	0,002
Fe	0,881	0,910	0,864	0,959	0,598	0,566
Mg	0,002	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mn	0,011	0,012	0,024	0,017	0,013	0,012
Ca	1,860	1,989	1,970	1,772	1,905	1,469
Na	0,0	0,008	0,0	0,003	0,001	0,0
K	0,0	0,00	0,002	0,0	0,0	0,0

Tab. 6 Chemické zloženie albitov

	Zlatnícke súvrstvie			E-5	C-15	B-22	KB-100	KB-99
	G-28/91	G-31/91 ₁	G-31/91 ₂					
SiO ₂	68,77	67,54	68,68	70,26	68,86	68,36	68,05	70,56
Al ₂ O ₃	19,62	19,62	19,63	23,73	20,17	20,36	19,62	19,53
CaO	0,08	0,01	0,02	0,76	0,49	0,08	0,08	0,12
Na ₂ O	11,56	11,70	11,53	4,76	11,16	11,67	10,82	8,78
K ₂ O	0,03	0,03	0,05	0,09	0,05	0,16	0,06	0,05
TiO ₂	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
FeO	0,22	0,25	0,27	0,08	0,16	0,03	0,04	0,04
Σ	100,28	99,18	100,20	99,68	100,59	100,79	98,71	99,08

prepočet na 8 (0)

Si	2,993	2,977	2,993	2,989	2,983	2,966	2,999	3,061
Al	1,006	1,019	1,008	1,190	1,030	1,041	1,019	0,998
Ca	0,004	0,001	0,001	0,035	0,009	0,004	0,004	0,006
Na	0,976	1,000	0,975	0,393	0,937	0,981	0,924	0,738
K	0,002	0,002	0,003	0,005	0,003	0,009	0,003	0,003
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe	0,008	0,009	0,010	0,003	0,006	0,001	0,001	0,001
Or	0,17	0,16	0,27	1,13	0,32	0,88	0,33	0,39
Alb	99,44	99,78	99,62	90,86	98,74	98,75	99,28	98,86
An	0,39	0,05	0,11	8,01	0,94	0,36	0,39	0,76

Tab. 7 Chemické zloženie amfibolu z črnfeskej skupiny

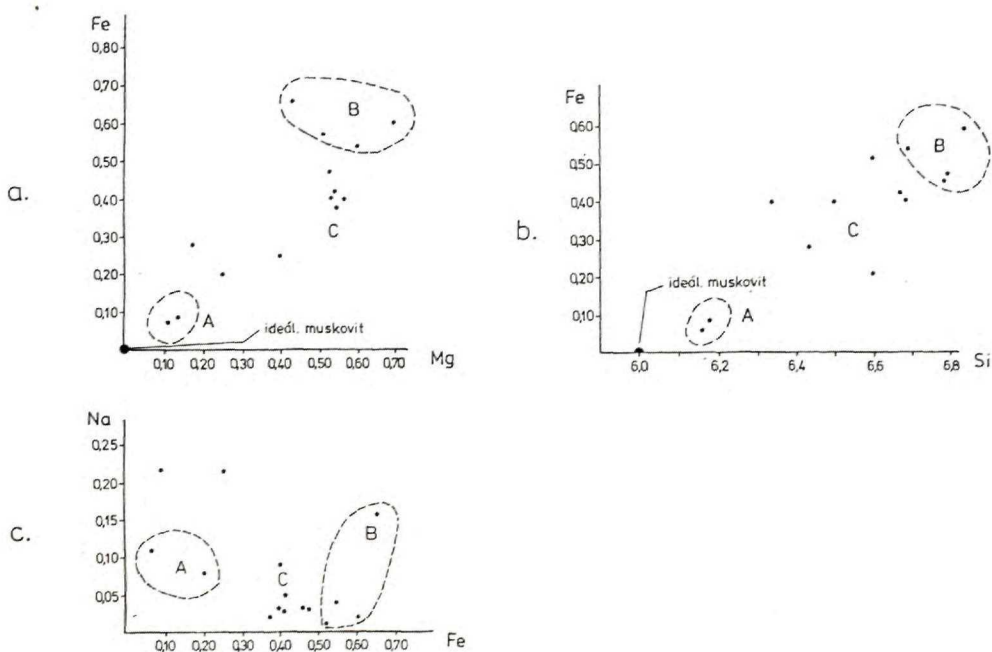
	KB-100		KB-99			KB-100	KB-99
	1.	2.	1.	2.	3.	Σ 4 anal.	Σ 4 anal.
SiO ₂	53,44	53,74	53,90	53,19	53,80	53,44	53,90
Al ₂ O ₃	3,13	2,61	1,47	2,32	1,67	3,13	1,47
TiO ₂	0,05	0,03	0,14	0,0	0,04	0,05	0,14
FeO	13,90	14,90	17,45	16,03	17,16	13,90	17,45
MnO	0,32	0,37	0,43	0,30	0,37	0,32	0,43
MgO	15,13	14,45	13,19	13,86	13,48	15,13	13,19
CaO	12,73	12,57	12,52	12,29	12,38	12,73	12,52
Na ₂ O	0,37	0,32	0,17	0,24	0,24	0,12	0,17
K ₂ O	0,12	0,11	0,06	0,13	0,08	0,37	0,06
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,26	0,35	0,22	0,0	0,0
Σ	99,22	99,11	99,58	98,71	99,44	99,19	99,32

Si	7,630	7,710	7,790	7,709	7,774	7,638	7,805
Al ^{IV}	0,368	0,290	0,210	0,291	0,226	0,362	0,195
Al ^{VI}	0,160	0,152	0,040	0,105	0,059	0,165	0,056
Ti	0,005	0,003	0,015	0,0	0,004	0,005	0,015
Fe	1,660	1,788	2,109	1,943	2,073	1,661	2,113
Mn	0,039	0,044	0,052	0,037	0,046	0,039	0,052
Mg	3,222	3,091	2,842	2,994	2,904	3,224	2,848
Ca	1,947	1,931	1,937	1,908	1,915	1,948	1,941
Na	0,101	0,088	0,047	0,066	0,066	0,034	0,047
K	0,023	0,020	0,012	0,024	0,015	0,067	0,012
Cr	0,003	0,002	0,030	0,040	0,025	0,0	0,0
Mg/Fe+Mg	0,66	0,63	0,57	0,61	0,58	0,66	0,57

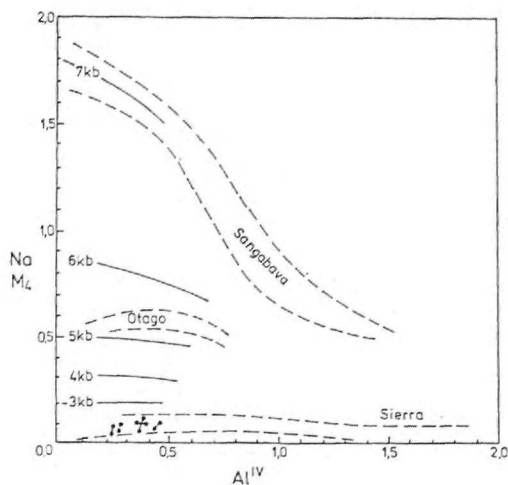
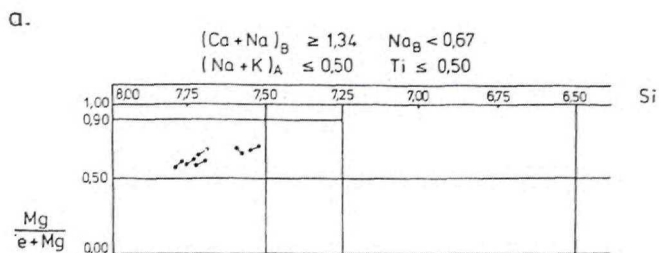
Zároveň sa potvrdila výrazná závislosť zloženia muskovitu od celkového zloženia horniny, a teda i od asociácie kompatibilných metamorfovaných minerálov. Muskovity zo sericitových fylitov (pole A na obr. 9a, b) a zo sericitovo-chloritových fylitov (pole C), a hlavne zelených bridlíc (pole B), sa výrazne líšia najmä obsahom Si, Fe a Mg. Prítom všetky tieto typy hornín sú asociované spolu v jednom metamorfnom komplexe, a teda vznikali za približne rovnakých teplotno-tlakových podmienok. V chloritových fylitoch a zelených bridliciach je muskovit výrazne fengitového zloženia.

Zmeny v zložení chloritov nie sú v závislosti od celkového chemického zloženia hornín také výrazné ako u muskovitov. Jedine v zelených bridliciach výrazne stúpa množstvo Mg voči Fe. Chlority v zlatníckom súvrství podľa klasifikácie Heya (1954) svojim zložením zodpovedajú piknochloritom a patria do skupiny šamozitu. Hodnota Si varíruje v rozmedzí 5,60 – 5,72 a železnatosť Fe/Mg + Fe od 0,28 do 0,48. Všetky chlority zo smrečinského súvrstvia a z črmelskej skupiny patria ku skupine thuringitu a zložením zodpovedajú ripidolitu.

Asociované albity majú pomerne monotónne zloženie s nízkym obsahom orto-klasovej i anortitovej zložky (spolu max. 1 % – tab. 6). Výnimku tvorí iba albit zo vzorky E-5, kde sa pravdepodobne v jadre zrna zachoval relikť klastického plagioklasu.



Obr. 9 Zloženie muskovitov z fylitov črmelskej skupiny vyjadrené na základe vzťahov Fe : Mg, Fe : Si a Na : Fe. V diagramoch je znázornená výrazná závislosť zloženia muskovitov na celkovom zložení fylitov: A — sericitové fylity; B — zelené bridlice; C — sericitovo-chloritové fylity



Obr. 10 a) Klasifikačný diagram amfibolov podľa LEAKEA (1978), b) Diskriminačný diagram BROWNA (1977), v ktorom na základe vzťahov $\text{Na}(\text{M}_4) : \text{Al}^{\text{IV}}$ sú rozlíšené amfiboly nízko-, stredno- a vysokotlakové

Všetky amfiboly, ktoré boli analyzované z hornín črmelskej skupiny, opisovaných ako albitovo-epidotické amfiboly (JABLONSKÁ, 1975; DIANIŠKA – GRECUŁA, 1979; BAJANÍK et al., 1984), patria ku skupine aktinolitu (tab. 7). V diagrame podľa klasifikácie LEAKEA (1978) sú znázornené priemerné body chemických analýz (obr. 10a). Patria do skupiny Ca-amfibolov s nízkym obsahom Al_2O_3 , TiO_2 a alkálií a naopak, s vysokým obsahom SiO_2 a horečnatosťou v rozsahu 0,57 – 0,66.

Epidot, ktorého zloženie bolo stanovené iba v metabazaltoch a metabazaltových tufoch zlatnickeho súvrstvia, patrí k nízkoželezitým epidotom (tab. 5).

Okrem opísaných minerálnych asociácií sa v metasedimentoch bohatých na Al, Fe, Mg (hlavne ochtinské a zlatnicke súvrstvie) v malých množstvách vyskytuje i chloritoid. Tvorí vždy všesmerne orientované postkinematické porfyroblasty. Geneticky

môže byť viazaný na postkinematickú fázu variskej metamorfózy, ale vzhľadom na viazanosť jeho výskytov v blízkosti výrazných alpínskych tektonických zón môže byť i alpínsky.

Geotermobarometrická interpretácia

Vek variskej metamorfózy v rakoveckom teréne nie je doložený rádiometrickými metódami. O jej predvestfálskom veku môžeme usudzovať iba na základe geologických údajov, pretože zlepenca vestfálskeho rudnianskeho súvrstvia obsahujú úlomkový materiál z horninových súborov rakoveckej i črmeľskej skupiny.

Keďže nemáme biostratigraficky datované sekvencie rakoveckej skupiny, a teda nepoznáme obdobie uzatvárania rakoveckého sedimentačného bazénu, nemôžeme s istotou uvažovať o polyfázovom vývoji metamorfózy. S najväčšou pravdepodobnosťou to však bolo tak. Vyplýva to z vývoja spodnokarbónskych sedimentačných bazénov (ochtinského a črmeľského), ktoré majú znaky intrasutúrových bazénov. Ich vznik bol spôsobený prvými fázami variskej kolízie, časove zodpovedajúcimi najskôr bretónskym pohybom, pretože ich výplň je biostratigraficky datovaná v rozpätí turnén – visén, resp. až serpuchov. Ďalšou metamorfnou fázou boli sudetské pohyby, pretože úlomky zo spodnokarbónskej črmeľskej skupiny sa vyskytujú vo vestfálskych zlepencoch v oblasti Košickej Belej a sú už nízkostupňovo metamorfované.

Problematický (alpínsky či variský) zostáva vek metamorfózy tej časti zlatníckeho súvrstvia, ktoré bolo na základe superpozície (ROZLOŽNÍK, 1963) a tiež sporadických palynologických datovaní zaradené do vrchného karbónu (SNOPKOVÁ in BAJANÍK et al., 1967). Asociácia metamorfovaných minerálov, reprezentovaná epidotom + chloritom + albitom ± aktinolitom + titanitom, indikuje spodnú časť fácie zelených bridlíc. Je typická pre pomerne mohutný súbor metabazaltových tufov a metabazaltov tiahnuci sa v pruhu od kóty Gápel severozápadne od Dobšinej a ďalej po prerušení od kóty Veľká Knola až takmer po Bindt (pozri geologickú mapu Slovenského rudohoria 1:50 000, BAJANÍK et al., 1984). Na rozdiel od týchto metamorfovaných bázických hornín sú pre typické sedimenty vrchného karbónu v oblasti Rudnian a Dobšinej charakteristické minerálne asociácie indikujúce veľmi nízky stupeň premeny. Táto disproporcja nás núti k úvahe, či tento mohutný vulkanogénny horizont (v pruhu Gápel – Mlynky – Bindt) nie je predsa len súčasťou rakoveckej skupiny, kde by stupňom premeny skôr patrilo. Tým nechceme spochybňovať prítomnosť bázických vulkanogénnych horizontov v zlatníckom súvrství, ktoré sa evidentne v ostatných lokalitách striedajú s nevulkanickými sedimentmi (oblasť Rudnian, východne od Bindtu, tiež oblasť Dobšinej), ale pritom nikde v týchto lokalitách nie sú v takom mohutnom vývine ako v spomenutom pruhu.

Na stanovenie tlakových a teplotných podmienok variskej regionálnej metamorfózy sme použili jednak kritériá založené na b_0 -hodnotách muskovitov, jednak na chemickom zložení kritických minerálnych asociácií.

Pre metodiku b_0 -hodnôt muskovitov bolo použitých niekoľko súborov hornín z rôznych litostratigrafických jednotiek rakoveckého terénu (obr. 4).

Z črnelskej skupiny bolo analyzovaných 55 vzoriek z lokalít a oblastí medzi Košickou Belou a Košickými Hámrami a severne od Košických Hámrov. Väčšina vzoriek ($n = 51$) neobsahovala paragonit, čiže bola charakterizovaná neohrančeným muskovitovo-albitovým spoločenstvom. Priemerná b_0 -hodnota muskovitu zodpovedala hodnote 8,997 Å so štandardnou odchýlkou 0,003 (SASSI – VOZÁROVÁ, 1987). Len malá časť vzoriek obsahovala ohrančené minerálne spoločenstvo muskovit + paragonit + albit, v ktorom je predpoklad zníženia obsahu fengitovej zložky, smerodajnej pre odhad tlaku. Skutočne priemerná b_0 -hodnota muskovitu z týchto vzoriek bola 8,983 Å ($S = 0,002$; $n = 4$). Distribúcia b_0 -hodnôt muskovitov z fylitov črnelskej skupiny (bez paragonitu) je zobrazená pomocou kumulatívnych kriviek i histogramov na obr. 11.

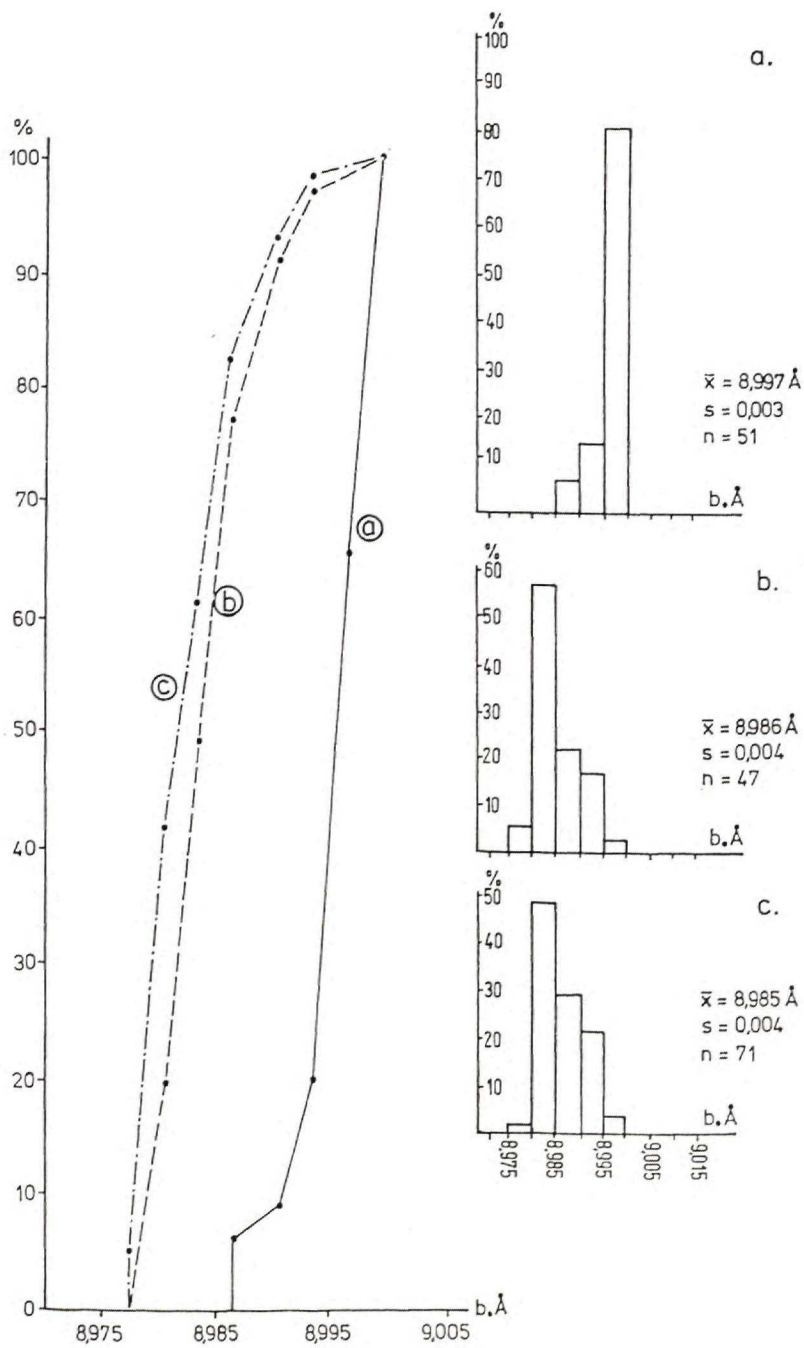
Ďalšie dve skupiny vzoriek boli analyzované z ochtinského súvrstvia (z vrtu RO-3 z oblasti Rochoviec a z vrtu KV-3 z oblasti Bankova pri Košiciach). Fylity z oboch týchto lokalít obsahovali minerálnu asociáciu muskovit + paragonit + albit. Získané b_0 -hodnoty z oboch súborov fylitov boli takmer identické: $x = 8,986$ Å, $S = 0,004$ z vrtu RO-3 a $x = 8,895$ Å, $S = 0,005$ z vrtu KV-3 (SASSI – VOZÁROVÁ, 1987). Distribúcia b_0 -hodnôt v oboch súboroch je vyjadrená taktiež na obr. 11.

Posledné dva analyzované súbory vzoriek pochádzali zo smrečinského súvrstvia, z rakoveckej skupiny, a to z dvoch lokalít – severne od obce Švedlár a z oblasti na Z od Dobšinej. Súbor fylitov z oblasti severne od Švedlára neobsahoval paragonit a naopak, fylity z lokality západne od Dobšinej obsahovali malé množstvo paragonitu. Priemerné b_0 -hodnoty muskovitov z oboch skupín boli však takmer identické: $x = 8,992$ Å, $S = 0,006$ z lokality severne od Švedlára a $x = 8,995$ Å, $S = 0,006$ z lokality západne od Dobšinej (SASSI – VOZÁROVÁ, 1992).

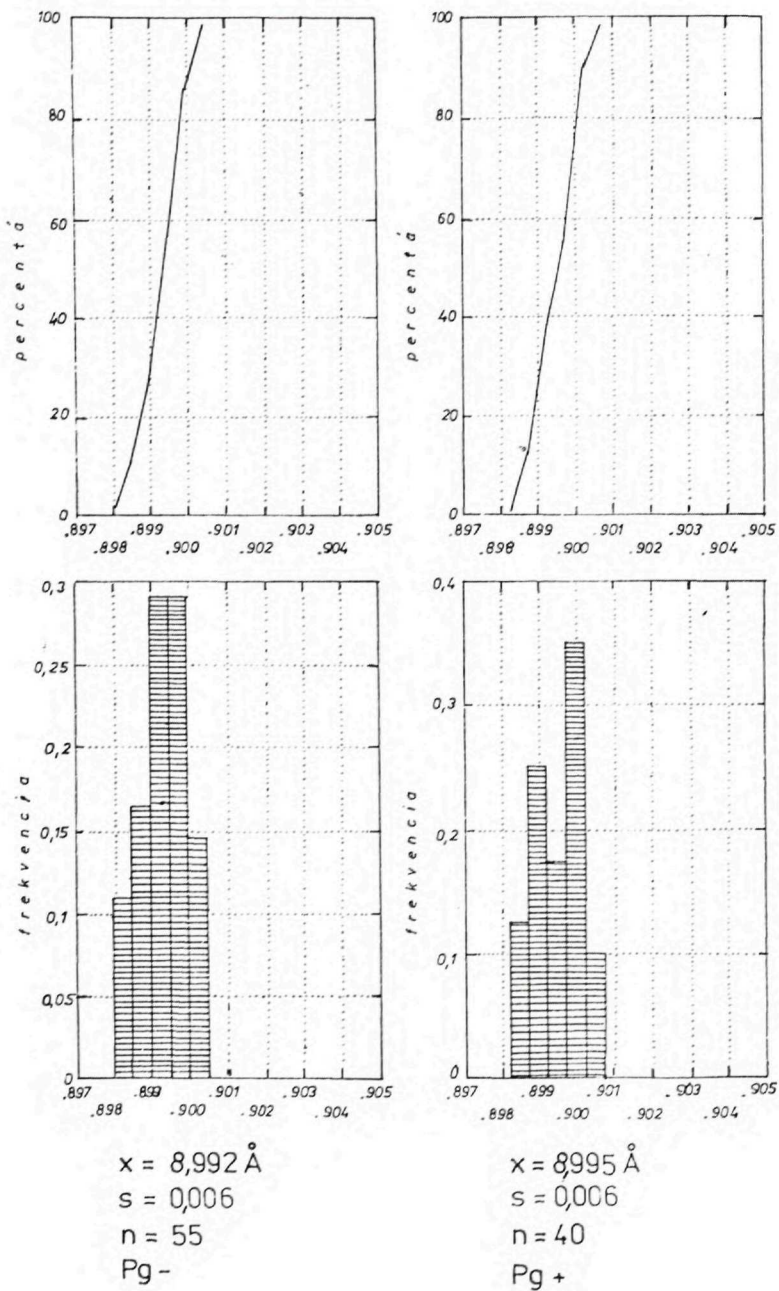
Z teoretických i experimentálnych prác vyplýva, že prítomnosť paragonitu znižuje b_0 -hodnotu muskovitu. V tomto prípade, hoci obidve b_0 -hodnoty sú nízke (vysoký obsah Al v pôvodnom sedimente), v skupine vzoriek s paragonitom je b_0 -hodnota pravdepodobne ovplyvnená prítomnosťou lamín kremenného prachového materiálu, a preto je relatívne vyššia, ako by sa dalo očakávať. Distribúcia b_0 -hodnôt muskovitov zo smrečinského súvrstvia je znázornená na obr. 12.

Z uvedených údajov bol za základ stanovenia teploty a tlaku počas vyvrcholenia variskej metamorfózy v rakoveckom teréne použitý súbor vzoriek fylitov bez paragonitu, to znamená takmer všetky vzorky z črnelskej skupiny a jedna podskupina zo smrečinského súvrstvia. Na odčítanie hodnôt bol použitý diagram zostavený GUIDOTTI – SASSI (1986), ktorý modifikoval SASSI (1987) – obr. 13. Na základe analýzy týchto metapelitov vyplýva, že variská metamorfóza bola nízkotlaková (2 – 3 kbar), v teplotnom rozsahu 350 – 370 °C, resp. 350 – 430 °C, pri geotermálnom gradiente 40 – 45 °C/km (SASSI – VOZÁROVÁ, 1987; SASSI – VOZÁROVÁ, 1992).

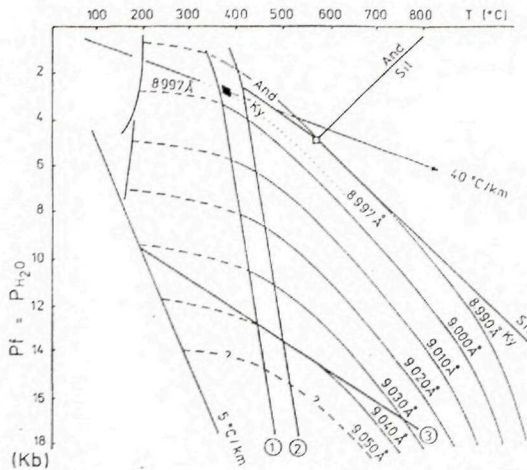
Metodika b_0 -hodnôt muskovitov je založená na kompozičných variáciách $2M_1$, muskovitov, známych v mnohých štúdiách už od čias RADOSLOVICHA (1960), ERNSTA (1963), GÜVENA (1971) a ďalších, a to hlavne substitúcie $(Mg, Fe^{2+})^{VI} + Si^{IV} \pm Al^{VI} + Al^{IV}$, známej ako fengitová substitúcia. Bola objavená závislosť obsahu fengitovej zložky v muskovite od tlaku, a hlavne jej efekt na b_0 -hodnotu. SASSI (1972) navrhol metódu rýchleho určovania b_0 -hodnôt muskovitov odčítaním na základe (060) píku



Obr. 11 Distribúcia b_0 hodnôt muskovitov z fylitov črmeľskej skupiny a ochtinského súvrstvia: a — fylity črmeľskej skupiny (bez paragonitu), fylity ochtinského súvrstvia; b — lokalita Rochovce; c — lokalita Bankov (obe skupiny fylitov z ochtinského súvrstvia obsahujú paragonit)



Obr. 12 Distribúcia b_0 hodnôt muskovitov z fylitov smrečinského súvrstvia (rakovecká skupina)



Obr. 13 Stanovenie termálneho gradientu varisej metamorfózy v rakoveckom teréne na základe b_0 hodnôt z črmeľskej skupiny (druhá fáza)

Krivky: 1 — dehydratácia kaolinitu (THOMPSON, 1971); 2 — dehydratácia pyrofylytu (KERRICK, 1968); 3 — stabilizácia glaukofánu (CARMAN — GILBERT, 1983). Diagram podľa GUIDOTTI — SASSI (1986) je upravený podľa SASSI (1986). Údaje b_0 hodnôt muskovitu sú prebraté z práce SASSI — VOZÁROVÁ (1987)

z difraktogramov urobených priamo zo vzoriek rezaných kolmo na foliáciu. Táto metodika vyžaduje veľmi prísny petrografický výber materiálu — fylity fácie zelených bridlíc bohaté na svetlú sfudu, nízky obsah kremeňa a chloritu, absenciu plagioklasu, karbonátov, paragonitu a pyrofylytu, absenciu železitých minerálov (aby bola vylúčená substitúcia Fe^{3+} za Al^{VI}). Novšie bola hodnovernosť tejto metodiky doložená i experimentálnymi údajmi (GUIDOTTI — SASSI, 1976, 1986; GUIDOTTI et al., 1989).

B_0 -hodnoty muskovitov boli kontrolované i zložením muskovitu (tab. 3) podľa metódy navrhnutej GUIDOTTI et al. (1989). Hodnoty veľmi blízke 9,000 Å boli získané zo sericitových fylitov (vz. č. C-8_{1,2}). Zodpovedajú nízkotlakovej metamorfóze, ako bolo zistené metódou SASSIHO (1972). Hodnoty získané zo sericitovo-chloritových fylitov varírovali v rozsahu 9,010 — 9,020 Å a v zelených bridliciach 9,030 — 9,40 Å. Je evidentné, že obsah fengitovej zložky bol v týchto metasedimentoch ovplyvnený celkovým zložením horniny a nie je funkciou tlaku (vysoký obsah chloritu, miestami vyššia prímies kremeňa a hematitu, prípadne karbonátov). Z toho vyplýva, že i pri geobarometrických prepočtoch založených na chemickej analýze muskovitov musí byť pri interpretácii výsledkov brané do úvahy celkové zloženie horniny a od toho závislá asociácia metamorfovaných minerálov. Muskovity z hornín s vyšším obsahom chloritu, chloritoidu, paragonitu, pyrofylytu a hematitu nie sú vhodným geobarometrickým indikátorom.

Nízkotlakový typ metamorfózy je doložený i na základe zloženia amfibolov z črmeľskej skupiny (obr. 10b). V diagrame BROWNA (1977), v ktorom sú na základe vzťahov $Al^{IV} : Na$ v M_4 pozícii rozlíšené jednotlivé metamorfné fácie, patria tieto amfi-

boly k nízkotlakovej asociácii. Ich zloženie indikuje maximálny tlak v rozmedzí 2 – 3 kbar.

Zložitosť vývoja variskej metamorfózy v rakoveckom teréne potvrdzuje nález Na-Ca amfibolov v metabazaltoch rakoveckej skupiny (HOVORKA et al., 1989). Autori zistili reliktly modrých amfibolov barroisitového zloženia. Na základe chemického zloženia (hlavne Na_{M4} , Al^{VI} , Fe^{3+}) sú interpretované ako reliktly vysokotlakovej etapy raného štádia metamorfózy. Na-Ca amfiboly sú asociované so svetlozelenými alebo takmer bezfarebnými aktinolitmi, ktoré na základe hodnoty $\text{Na}(\text{M}_4) : \text{Al}^{\text{IV}}$ zodpovedajú nízkotlakovej sérii. Autori interpretujú Na-Ca amfiboly ako relikt prvej vysokotlakovej fázy a genézu Ca-amfibolov spájajú s mladšou fázou regionálnej metamorfózy.

Klátovský terén

Geologická charakteristika

Klátovský terén reprezentuje komplex hornín premenených do stupňa amfibolitovej fácie, ktoré majú výraznú afinitu k oceánskej kôre. Predvestfálsky vek ich protolitu je dokumentovaný výskytmi úlomkov z nich vo vestfálskych zlepencoch rudnianskeho súvrstvia (VOZÁROVÁ, 1973).

Klátovský terén je zložený predovšetkým z amfibolitov, ktoré sú asociované v menšom množstve s rulami, serpentinizovanými spinelovými peridotitmi (v dnešnom stave už len antigoritickými serpentinitmi a ich hydrotermálne-metasomatickými derivátmi) a v celkom malom množstve s Ca-silikátovými horninami (SPIŠIAK et al., 1985).

Pôvodne nebol tento súbor hornín odčleňovaný od súboru nízkych metamorfitov rakoveckej skupiny (KAMENICKÝ, 1968; MAHEĽ – BUDAY, 1968; VARGA, 1973). Ako komplex metamorfovaných hornín amfibolitovej fácie ho prvýkrát popísal ROZLOŽNÍK (1965) z oblasti Dobšinej. Tento súbor amfibolitov a "tonalitových rúl" vznikol podľa ROZLOŽNÍKA (l. c.) účinkom granitizujúcich roztokov na nízkometamorfované horniny rakoveckej skupiny v tektonicky predisponovaných úzkych zónach. Odlišné názory na genézu diskutovaných horninových súborov mali KAMENICKÝ – MARKOVÁ (1957) a rovnako aj CHMELÍK – ILAVSKÝ (1965), ktorí ich považovali za metamorfované magmatické horniny. Analogické horninové komplexy z oblasti Rudnianskeho terénu boli tiež opísané ako intruzívne horniny (MANDÁKOVÁ et al., 1971). Ako metamorfity amfibolitovej fácie boli tieto horniny opísané z oblasti Rudnianskeho terénu (POPREŇÁK et al., 1973; HOVORKA et al., 1979), Vyšného a Nižného Klátova (DIANIŠKA – GREČULA, 1979) a z ďalších oblastí pozdĺž severného ohraničenia gemerika (Mlynky, Slovinky, Kojšov; BAJANÍK – HOVORKA, 1981). V geologickej mape Slovenského rudohoria – východ v mierke 1 : 50 000 (BAJANÍK et al., 1984) boli súbor amfibolitov a rúl i výraznejšie telesá serpentinitu pri Klátove síce osobitne vymedzené, ale neboli vyčlenené z rámca rakoveckej skupiny. Neskôr autori SPIŠIAK et al. (1985) odčlenili tento súbor vyššiemetamorfovaných hornín z rakoveckej skupiny a definovali ho ako osobitnú litostratigrafickú jednotku pod názvom klátovská skupina. Zaradenie týchto vyšších metamorfitov do samostatnej litostratigrafickej jed-

notky a ich odčlenenie od ostatných sekvencií rakoveckej skupiny je akceptované a má svoje opodstatnenie. Menej akceptovateľné je definovanie klátovského príkrovu (HOVORKA et al., 1984) ako tektonickej jednotky, do ktorej autori zaradili okrem klátovskej skupiny i časť sedimentov dobšinskej skupiny (vestfál). Táto definícia nie je akceptovateľná najmä preto, že vestfálske klastiká dobšinskej skupiny uhlovo nesúhlasne prekrývajú oba spomenuté komplexy, pričom obsahujú zmiešaný klastický detrit tak z rakoveckej, ako i z klátovskej skupiny (VOZÁROVÁ, 1973). To znamená, že k tektonickému spojeniu rakoveckého a klátovského terénu došlo pred vestfálskou transgresiou, a teda styk horninových súborov klátovskej a rakoveckej skupiny je reliktom variskej tektoniky. Kontinentálne uloženiny permského veku, ktoré diskordantne prekrývajú nielen rôzne litostratigrafické členy dobšinskej skupiny, ale i rôzne časti horninových súborov rakoveckej a klátovskej skupiny, majú výraznú časovú a priestorovú nadväznosť na spodnotriasové sekvencie severogemeridnej zóny.

Pomenovanie klátovského terénu bolo odvodené od názvu litostratigrafickej jednotky – klátovskej skupiny. Keďže z pôvodného klátovského terénu sú v dnešnej alpínskej stavbe gemitika zachované iba fragmenty, dôležité údaje o jeho zložení poskytol valúnový materiál vestfálskych zlepcov rudnianskeho súvrstvia.

Charakter protolitu

Ako už bolo spomenuté, najviac zastúpeným horninovým typom sú amfibolity. Protolitom týchto hornín boli bazalty, ktoré na základe svojho chemického zloženia, distribúcie vzácnych zemín a ostatných imobilných prvkov inklinujú k tholeiitickým bazaltom oceánskeho dna (BAJANÍK – HOVORKA, 1981; HOVORKA – IVAN, 1985). Metaultrabáziká klátovskej skupiny, ktoré majú zloženie blízke bazaltom stredo-oceánskych chrbtov (N-MORB), boli interpretované ako neúplná ofiolitová suita (HOVORKA – IVAN, 1985; DIANIŠKA – GRECULA, 1979 a ďalší). Metaultrabázické horniny (serpentinizované spinelové peridotity) vystupujú buď ako pretiahnuté, relatívne veľké šošovkovité telesá na tektonickom styku klátovskej skupiny voči jej okoliu, alebo ako malé guľovité enklávy v rôznych typoch rúl. Tieto metaultrabáziká, keďže vystupujú hlavne v tektonicky exponovaných zónach, boli rôznym stupňom sekundárne metasomaticky premenené. V dnešnom stave sú reprezentované mastencovo-karbonátovými alebo fuchsitovo-kremenno-karbonátovými metasomatickými listvenitmi (HOVORKA – IVAN, 1985). Protolitom rúl v klátovskom teréne boli podľa HOVORKU et al. (1984) hlbokovodné sedimenty najvrchnejšej časti oceánskej kôry, ktoré boli ovplyvňované klastickým materiálom z kontinentálneho bloku. Protolitom podľa týchto autorov boli nezrelé sedimenty, droby a bridlice, ktoré boli variabilne ovplyvnené prímiesou bazického vulkanoklastického materiálu. Na rozdiel od týchto názorov FARYAD (1990) spojil genézu protolitu rulovo-amfibolitového komplexu s vulkanogénno-magmatickým vývojom ostrovného oblúka – ostrovný oblúk alebo kontinentálny okraj. Autor tak usudzuje hlavne na základe chemického zloženia rúl, ktoré inklinujú k intermediárnemu až kyslému charakteru, blízkeho andezitom a dacitom. Táto interpretácia však neberie do úvahy zložité injekčné metasomatické premeny, ktoré celý komplex

prekonal. Nezanedbateľný je i fakt, že ruly a kyslé variety tvoria len malú časť klátovského terénu. To nevylučuje prítomnosť kyslých vulkanitov a magmatitov spolu s malým množstvom oceánskych sedimentov – pelitov, vulkanoklastických drôb, hlbokovodných karbonátov a karbonátovo-siliciklastických sedimentov. Takáto vulkanosedimentárna asociácia je však typická skôr pre oblasti s oceánskou kôrou, a nie pre frontálne časti ostrovného oblúka, alebo dokonca aktívny kontinentálny okraj.

V poslednom období bola vyslovená interpretácia genézy horninových komplexov klátovskej skupiny v procese intenzívneho prepracovania a čiastočnej granitizácie spodných častí kontinentálnej kôry (IVAN et al., 1992). Sú považované za ekvivalent starých, leptinitovo-amfibolitových komplexov z ostatných častí pre-alpínskeho fundamentu Západných Karpát, ako ich vyčlenili HOVORKA et al. (1992). Pôvodné zloženie klátovského terénu, ako je známe z dnešných povrchových výskytov, je možné doplniť o údaje z petrografickej analýzy valúnov rudnianskeho súvrstvia.

Medzi valúnni rudnianskeho súvrstvia boli zistené: páskované a granátické amfibolity, ortoruly, dvojsľudné ruly s granátom, biotitové a granátovo-biotitové ruly, granátovo-amfibolové a biotitovo-amfibolové ruly, metagranity, zoizitické amfibolity, amfibolovo-biotitové žuly, granodioritové a žulové aplity (VOZÁROVÁ, 1973). Vzácné boli medzi valúnni nájdené úlomky hornín (pôvodne eklogity?), ktoré boli úplne zmenené, chloritizované. Štruktúra pôvodných hornín však zostala zachovaná. Boli medzi nimi zistené dva typy:

1. horniny pôvodne extrémne bohaté na granáty (okolo 50 % i viac z horniny). Granáty, ktoré sú úplne chloritizované, tvorili porfyroblasty s hojnými uzavreninami opakových minerálov, kremeňa, rutilu. Medzery medzi pôvodnými zrnami granátov boli vyplnené kremeňom a chloritovou masou, ktorá vznikla pravdepodobne po premene tmavých minerálov, možno pyroxénov,

2. silno premenené horniny s reliktní diablastickej štruktúry, v ktorej je možné rozoznať namiesto pôvodných plagioklasov len albit a tmavé minerály sú premenené na jemnozrnnú chloritovú masu.

Medzi granitoidmi boli nájdené mylonitizované variety, granity s akcesorickým granátom a kordieritom, ale aj intenzívne mikroklinizované granitoidy a mikroklinické aplity. Ojedinele boli nájdené horniny zodpovedajúce svojou štruktúrou kontaktným rohovcom. Táto posledná skupina valúnov granitoidných hornín a kontaktných rohovcov však pravdepodobne nie je viazaná na zdrojovú oblasť klátovského terénu, ale skôr spojená s rakoveckým terénom. Dá sa tak predpokladať na základe toho, že vo valúnoch metabazaltov a metabazaltových tufov, ktoré boli evidentne derivované z rakoveckého terénu, boli zistené prejavy alkalickéj metasomatózy (novotvary muskovitu, ojedinele mikroklin a mikropertit).

Na základe uvedených faktov sa prikláňame k názoru tých autorov, ktorí spájajú protolit rulovo-amfibolitových komplexov klátovskej skupiny s oceánskou kôrou či už s afinitou k oceánskym chrbtom, alebo čiastočne aj ovplyvnenou supra-subdukčnou zónou, ak produktom sú ostrovnno-oblúkové tholeiity.

Charakteristika variskej metamorfózy v klátovskom teréne

Súbor hornín, ktoré vystupujú v klátovskom teréne, je postihnutý komplikovaným polyfázovým vývojom metamorfózy. Asociácie metamorfovaných minerálov dokladajú najmenej dve fázy predvestfálskej premeny. Prvá z nich, ktorú je možné dobre doložiť minerálnymi asociáciami, zodpovedala stredným teplotám a tlakom. Druhá, ktorá mala retrográdny charakter, zodpovedala nízkotlakovej fácií zelených bridlíc. Okrem týchto dvoch fáz regionálnej metamorfózy pozorujeme na úlomkoch hornín zo zlepencov rudnianskeho súvrstvia intenzívne prejavy hydrotermálno-metasomatických premien a taktiež prejavy kataklastickej metamorfózy. Ak je správny náš predpoklad, že silno chloritizované úlomky granátických hornín reprezentujú pôvodné retrográdne zmenené eklogity, potom musíme opredpokladať, že aspoň časť hornín klátovského terénu obsahovala relikty HT/HP metamorfítov. Zmienku o alterovaných horninách, ktoré by mohli zodpovedať pôvodne eklogitom, uviedli aj autori IVAN et al. (1992). Táto skupina hornín však vzhľadom na nedostatok údajov o typických eklogitových minerálnych asociáciách môže byť zatiaľ uvádzaná iba hypoteticky.

Všetky tieto stupne metamorfózy majú na základe geologických údajov predvestfálsky vek, pretože polyfázový vývoj metamorfózy je dobre pozorovateľný už vo valúnovom materiáli rudnianskych zlepencov.

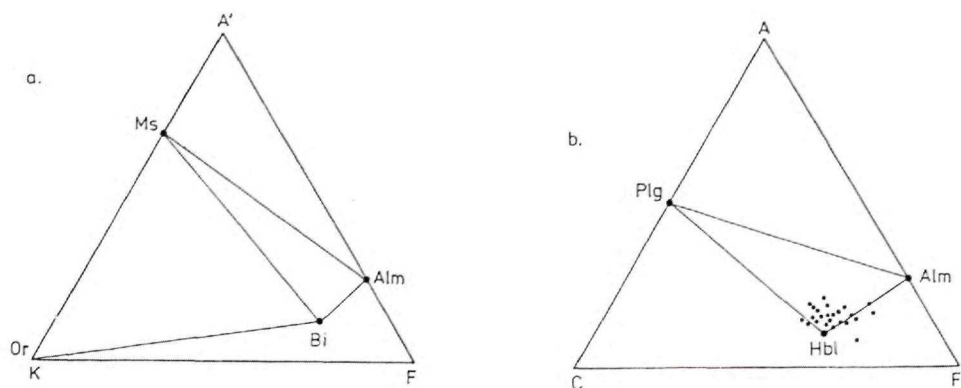
Rádiometrické datovania z rúl a amfibolitov poukazujú na variský vek metamorfózy (CAMBEL et al., 1980; KANTOR et al., 1981). Rozptyl rádiometrických datovaní získaných K/Ar metódou je pomerne veľký – 360 – 258 mil. rokov, čo odzrkadľuje zložitý polymetamorfný vývoj hornín klátovského terénu. Jedine časť amfibolitov z oblasti Vyšného Klátova poskytla relatívne vyššie veki – 391 ± 18 a 448 ± 23 mil. rokov (KANTOR, 1980). Nevhodnosť použitia K/Ar metódy pre metabázika, ako i pre horniny s polyfázovým vývojom metamorfózy oprávňuje však považovať tieto rádiometrické údaje za nedostačujúce.

Petrologická charakteristika

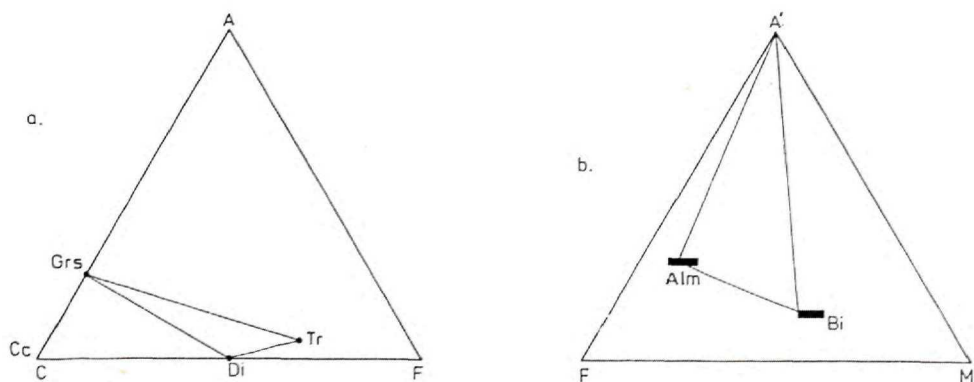
Sedimenty, vulkanity, vulkanoklastiká boli postihnuté regionálnou metamorfózou zodpovedajúcou P-T podmienkam strednotlakovej amfibolitevej fácie s následnou retrográdnou vetvou zodpovedajúcou podmienkam fácie zelených bridlíc. Pri prográdnej fáze regionálnej metamorfózy vznikali tieto minerálne asociácie:

Bázické vulkanity a vulkanoklastiká. Základnou minerálnou asociáciou je Ca-amfibol + plagioklas ± granát ± titanit (obr. 14b). Táto asociácia je sprevádzaná malým množstvom epidotu. Medzi amfibolitmi je možné rozlíšiť hrubozrnné masívne variety, ktoré vznikli najskôr premenou bázických magmatitov a tiež drobnó-, prípadne strednozrnné, výrazne usmernené variety, niekedy páskovanej textúry. Medzi granátickými amfibolitmi boli opísané dva typy (SPIŠIAK – HOVORKA, 1985), ktoré sa navzájom od seba líšia hlavne zložením granátov, textúrnymi a štruktúrnymi znakmi. V prvom type amfibolitov vznikli granáty metamorfózou z vhodného prostredia pô-

pôvodnej matrix, v druhom, mimetickou rekryštalizáciou pôvodných mandlí. Podľa údajov autorov granát v prvom type amfibolitov má zloženie $\text{Alm}_{51-60} \text{Pyr}_{10-28} \text{Spr}_{0,5-5,5} \text{Grs}_{20-29}$ a v druhom $\text{Alm}_{99} \text{Pyr}_{10-14} \text{Sps}_{4,9} \text{Gros}_{19-28}$. Amfiboly majú zloženie obyčajných Mg-Fe amfibolov a edenitických amfibolov (podľa údajov BAJANIKA – HOVORKU, 1981; SPIŠIAKA – HOVORKU, 1985; FARYADA, 1990). Plagioklasy, ktoré sú zväčša veľmi silno zmenené, majú v reliktoch zachovaný obsah An zložky v rozsahu 15 – 37 %. Vyšší podiel anortitovej zložky ($\text{An} = 55 - 65 \%$) opísali SPIŠIAK – HOVORKA (1985) z granátických amfibolitov typu II., kde je plagioklas asociovaný s granátom vznikajúcim mimetickou rekryštalizáciou mandlí.



Obr. 14 Kritické minerálne fázy v rulách (a) a amfibolitoch (b) klátovskej skupiny vyjadrené v diagramoch AKF a ACF. Chemické zloženie amfibolitov je zaznačené pomocou priemerných bodov v diagrame ACF



Obr. 15 Spoločenstvo minerálov z rúl klátovskej skupiny vyjadrené v diagrame AFM (b). V diagrame ACF (a) sú znázornené hlavné metamorfné fázy v metakarbonátoch

Tab. 8 Chemické zloženie živcov

	G-43/91		G-39/91			G-40/91		G-18/91			
	1.	2.	1.	2.	3.	1.	2.	okraj	-stred	-okraj	
SiO ₂	63,16	65,13	63,53	63,59	62,59	64,86	64,23	64,54	64,97	65,71	65,11
Al ₂ O ₃	18,41	21,70	22,55	22,37	22,34	23,01	22,72	21,21	21,84	21,12	21,16
CaO	0,01	2,18	3,64	3,25	3,16	3,16	2,87	2,84	2,89	1,92	2,26
Na ₂ O	0,51	10,53	9,53	9,64	9,70	9,60	9,80	9,86	9,37	10,51	10,21
K ₂ O	15,82	0,16	0,08	0,07	0,11	0,07	0,06	0,12	0,05	0,09	0,07
FeO	0,00	0,21	0,06	0,00	0,00	0,10	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
MnO	0,03	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	0,13	0,06	0,00
Cr ₂ O ₃	0,06	0,08	0,00	0,01	0,00	0,18	0,05	0,03	0,04	0,00	0,01
Σ	98,02	100,12	99,50	98,95	97,90	100,96	99,81	98,63	99,30	99,41	98,82

prepočet na 8 (0)

Si	2,980	2,870	2,820	2,832	2,820	2,829	2,833	2,879	2,873	2,902	2,894
Al	1,024	1,127	1,179	1,174	1,187	1,183	1,181	1,115	1,138	1,100	1,108
Ca	0,00	0,103	0,173	0,155	0,152	0,148	0,136	0,136	0,137	0,091	0,108
Na	0,047	0,900	0,820	0,832	0,848	0,811	0,838	0,853	0,803	0,900	0,879
K	0,952	0,009	0,005	0,004	0,006	0,004	0,003	0,007	0,003	0,005	0,004
Fe ₂₊	0,00	0,008	0,002	0,00	0,00	0,004	0,00	0,001	0,00	0,00	0,00
Mn	0,001	0,00	0,004	0,001	0,00	0,00	0,003	0,00	0,005	0,002	0,00
Cr	0,002	0,003	0,00	0,00	0,00	0,006	0,002	0,001	0,001	0,00	0,00
Ort	95,26	0,90	0,48	0,39	0,62	0,38	0,32	0,70	0,30	0,50	0,40
Alb	4,70	88,94	82,17	83,98	84,23	84,28	85,79	85,70	85,20	90,40	88,70
An	0,05	10,15	17,35	15,63	15,15	15,34	13,88	13,60	14,50	9,10	10,90

pokračovanie tab. 8

	G-18/91 ₂	G-16/91 ₁		G-21/91				G-35/91		
		okraj	stred	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.
SiO ₂	65,64	62,82	64,26	63,95	63,96	64,27	63,32	61,80	67,79	61,88
Al ₂ O ₃	21,12	21,97	22,46	22,60	22,49	21,80	22,94	23,86	19,95	24,08
CaO	1,92	3,89	3,36	3,33	3,47	2,80	3,62	5,09	0,24	5,14
Na ₂ O	10,57	9,42	9,68	9,71	9,56	10,08	9,78	8,55	11,46	8,44
K ₂ O	0,06	0,15	0,13	0,09	0,25	0,09	0,09	0,30	0,03	0,10
FeO	0,03	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,08	0,02	0,00
MnO	0,00	0,15	0,07	0,04	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,11	0,06	0,03	0,03	0,04	0,00	0,11	0,06
Σ	99,34	98,48	100,07	99,85	99,76	99,05	99,84	99,72	99,60	99,70

prepočet na 8 (0)

Si	2,901	2,822	2,832	2,825	2,829	2,857	2,803	2,749	2,974	2,748
Al	1,100	1,163	1,167	1,177	1,172	1,142	1,197	1,251	1,031	1,260
Ca	0,091	0,187	0,159	0,158	0,164	0,133	0,172	0,243	0,011	0,245
Na	0,905	0,820	0,827	0,832	0,820	0,869	0,840	0,738	0,975	0,727
K	0,003	0,009	0,007	0,005	0,014	0,005	0,005	0,017	0,002	0,006
Fe ⁺²	0,001	0,003	0,00	0,002	0,00	0,00	0,001	0,003	0,001	0,00
Mn	0,00	0,006	0,003	0,002	0,00	0,00	0,00	0,001	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,002	0,001	0,00	0,002	0,00	0,004	0,002
Ort	0,30	0,90	0,70	0,50	1,40	0,50	0,50	1,73	0,16	0,56
Alb	90,60	80,70	83,30	83,60	82,10	86,20	82,60	73,96	98,69	74,41
An	9,10	18,40	16,00	15,90	16,50	13,30	16,90	24,31	1,15	25,03

Tab. 9 Chemické zloženie granátov

	G-43/91					G-39/91		
	1. zrno stred	2. zrná stred	3. zrná stred	4. zrná stred	okraj	okraj	1. zrno stred	okraj
SiO ₂	36,32	37,03	36,25	36,24	37,35	36,08	36,22	35,91
Al ₂ O ₃	21,41	21,38	21,55	21,22	21,17	21,64	21,57	21,10
TiO ₂	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00
FeO	29,82	30,33	32,34	31,60	31,40	29,71	30,21	29,42
MnO	3,54	3,49	3,89	4,23	3,35	9,53	9,70	9,08
MgO	0,65	0,82	0,80	0,69	0,77	2,14	2,12	2,17
CaO	6,99	6,29	5,42	5,90	6,70	0,64	0,66	0,57
Na ₂ O	0,06	0,04	0,03	0,00	0,02	0,01	0,07	0,06
Σ	98,88	99,43	100,31	99,88	100,85	99,77	100,57	98,36

prepočet na 12 (0)

Si	2,964	2,997	2,939	2,951	2,995	2,940	2,936	2,964
Al ^{IV}	0,036	0,003	0,061	0,037	0,002	0,060	0,062	0,036
Al ^{VI}	2,022	2,037	1,998	2,000	1,999	2,019	1,999	2,017
Ti	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003
Cr	0,005	0,003	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000
Fe ⁺²	2,035	2,053	2,193	2,152	2,105	2,025	2,048	2,031
Mn	0,245	0,239	0,267	0,292	0,227	0,658	0,666	0,634
Mg	0,079	0,100	0,097	0,083	0,092	0,260	0,256	0,266
Ca	0,611	0,545	0,471	0,515	0,575	0,056	0,057	0,050
Na	0,009	0,007	0,005	0,000	0,004	0,002	0,010	0,010
alm	68,41	69,83	72,42	70,74	70,09	67,52	67,64	68,11
andr	0,06	-	0,08	-	0,07	0,03	0,06	0,14
gross	20,47	18,54	15,47	16,93	19,07	1,83	1,82	1,54
pyr	2,67	3,39	3,20	2,74	3,06	8,67	8,47	8,94
spess	8,23	8,14	8,82	9,59	7,57	21,94	22,01	21,28
uvar	0,16	0,12	-	-	0,14	0,02	-	-

pokračovanie tab. 9

G-21/91						
okraj	1. zrno			2. zrná		
	stred	stred	okraj	stred	okraj	okraj
36,73	36,49	36,56	36,47	36,83	36,85	37,19
21,06	21,13	21,06	21,23	21,28	21,26	20,91
0,02	0,05	0,00	0,04	0,03	0,00	0,02
0,04	0,00	0,07	0,00	0,05	0,04	0,02
32,26	33,49	33,80	31,62	30,71	31,86	31,37
2,29	2,61	2,59	2,42	2,44	2,63	2,57
0,82	1,12	1,19	0,88	0,58	0,65	0,61
6,14	3,61	4,01	6,03	6,80	5,61	5,54
0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,05	0,04
99,36	98,53	99,28	98,71	98,74	98,95	98,27

2,989	2,995	2,985	2,981	3,000	3,003	3,041
0,011	0,005	0,015	0,019	0,000	0,000	0,000
2,009	2,039	2,012	2,026	2,043	2,043	2,016
0,001	0,003	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001
0,003	0,000	0,004	0,000	0,003	0,003	0,001
2,195	2,290	2,308	2,161	2,092	2,171	2,146
0,158	0,181	0,179	0,168	0,168	0,182	0,178
0,099	0,138	0,145	0,108	0,071	0,079	0,075
0,536	0,318	0,351	0,528	0,594	0,490	0,485
0,000	0,005	0,000	0,003	0,003	0,008	0,007
73,42	78,32	77,28	72,90	71,45	74,25	74,38
-	-	-	-	-	-	-
17,91	10,82	11,74	17,81	20,27	16,75	16,81
3,31	4,69	4,84	3,64	2,42	2,70	2,59
5,27	6,17	5,99	5,65	5,75	6,21	6,18
0,08	-	0,15	-	0,11	0,09	0,04

Tab. 10 Chemické zloženie muskovitov a chloritov

	Muskovit					
	G-39/91	G-43/91		G-40/91	G-18/91	G-36/91
SiO ₂	45,59	48,03	45,67	50,75	47,87	49,15
Al ₂ O ₃	35,41	30,68	34,00	31,46	34,86	31,50
TiO ₂	0,40	0,51	0,21	0,65	0,33	1,22
FeO	1,36	3,56	2,39	2,24	2,08	1,47
MgO	0,70	1,89	0,55	1,87	0,92	1,75
MnO	0,06	0,18	0,00	0,00	0,03	0,09
CaO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Na ₂ O	0,48	0,31	0,29	0,24	0,32	0,23
K ₂ O	10,00	9,55	10,69	6,23	7,06	8,64
Σ	94,02	94,71	93,81	93,44	93,48	94,07
Si	6,14	6,47	6,22	6,69	6,35	6,53
Al ^{IV}	1,86	1,53	1,78	1,31	1,65	1,47
Al ^{VI}	3,75	3,33	3,67	3,57	3,80	3,47
Ti	0,04	0,05	0,02	0,06	0,03	0,12
Fe	0,15	0,40	0,27	0,25	0,23	0,16
Mg	0,14	0,38	0,11	0,37	0,18	0,35
Mn	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,08	0,08	0,06	0,08	0,06
K	1,72	1,64	1,86	1,05	1,19	1,47
Na/Na + K	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04

pokračovanie tab. 10

	Chlorit					
	G-43/91		G-39/91		G-40/91	
	28,40	27,14	26,34	28,75	27,22	27,70
	18,36	19,41	19,01	20,47	18,88	18,61
	0,85	1,44	1,12	0,00	2,36	1,91
	25,65	24,27	24,70	27,50	21,19	22,38
	9,35	14,02	14,27	11,97	18,02	18,13
	0,08	0,20	0,19	0,76	0,22	0,25
	0,00	0,01	0,07	0,06	0,01	0,04
	0,05	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00
	3,46	0,54	0,40	0,29	0,01	0,06
	86,20	87,04	86,11	89,82	87,94	89,08
	6,20	5,74	5,65	5,94	5,52	5,65
	1,80	2,26	2,35	2,06	2,48	2,35
	2,92	2,57	2,45	2,92	2,02	2,12
	0,14	0,23	0,18	0,00	0,36	0,29
	4,67	4,28	4,41	4,74	3,94	3,80
	3,06	4,45	4,59	3,71	5,48	5,55
	0,01	0,03	0,03	0,13	0,04	0,04
	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
	0,96	0,14	0,11	0,08	0,00	0,01
Fe/Fe + Mg	0,60	0,49	0,49	0,56	0,42	0,41

Tab. 11 Chemické zloženie epidotu a amfibolu

	Epidot		Amfibol			
	G-6/91		G-6/91			
	okr.	str.	1. zr.		2. zr.	
SiO ₂	37,64	36,66	53,36	54,59	51,63	49,32
Al ₂ O ₃	24,72	20,97	4,92	3,24	5,68	8,55
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,06	0,05	0,09	0,16
TiO ₂	0,18	0,03	0,12	0,02	0,25	0,35
FeO	9,65	13,14	4,39	5,57	6,39	5,91
MgO	0,06	0,00	20,08	19,16	17,10	17,26
MnO	0,18	0,15	0,14	0,12	0,29	0,31
CaO	23,40	23,37	12,37	12,38	12,60	12,54
Na ₂ O	0,05	0,00	0,86	0,52	0,53	0,97
K ₂ O	0,00	0,00	0,11	0,04	0,22	0,47
Σ	95,94	94,38	96,41	95,69	94,78	95,84

Si	3,08	3,13	7,50	7,75	7,47	7,09
Al	2,38	2,10	0,82	0,54	0,97	1,45
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04
Fe	0,66	0,93	0,52	0,66	0,77	0,71
Mg	0,07	0,00	4,21	4,05	3,69	3,70
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,04
Ca	2,05	2,14	1,86	1,88	1,95	1,93
Na	0,01	0,00	0,23	0,14	0,15	0,27
K	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,09
Mg/Mg+Fe			0,89	0,86	0,83	0,84

V asociácii s obyčajným amfibolom sa vyskytuje i cummingtonit (FARYAD, 1986; RADVANEC, 1992).

Sedimenty a sedimenty zmiešané s vulkanoklastickým materiálom. Z tejto pesternej asociácie sedimentov vznikla skupina metamorfovaných hornín rulovej štruktúry, ktoré sú charakterizované minerálnymi asociáciami biotit + plagioklas, biotit + almandín + plagioklas, sprevádzané amfibolom, kremeňom, ojedinele muskovitom (obr. 15a). Biotit z týchto hornín je charakteristický vysokým obsahom Ti (1,7 – 2,8 %) a vyšším obsahom Mg. Patrí skôr k horečnatým biotitom – $Mg/Fe + Mg = 0,49 - 0,55$ (podľa údajov SPIŠIAKA – HOVORKU, 1984; FARYADA, 1990; RADVANCA, 1992). Hodnoty Al^{VI} sú pomerne vysoké (0,73 – 0,65), čo indikuje pôvod v metapelitoch bohatých na Al_2O_3 . Bázicita plagioklasov v rulách sa pohybuje v rozmedzí $An = 25 - 30$.

Medzi amfibolmi prevláda obyčajný Fe-Mg amfibol, s ním je v niektorých rulách asociovaný i cummingtonit (FARYAD, 1986). Granát má zloženie almandínu so slabou inverznou zonálnosťou ($Alm_{60-70} Pyr_{16-20} Grs_{1-6} Sps_{8-16}$ – podľa údajov FARYADA, 1990).

Karbonáty a Ca-silikátové horniny. Tvoria tenké (cm až m hrúbky) medzivrstvy v amfibolitoch. Kritickou minerálnou asociáciou sú tremolit + diopsid + dolomit (obr. 15a). Je sprevádzaná malým množstvom grossuláru, plagioklasu, epidotu.

Acidné magmatické a vulkanické horniny. Je to skupina metamorfovaných hornín, ktorá vzniká premenou tohto protolitu, bola zistená vo valúnovom materiáli rudnianskeho súvrstvia. Minerálna asociácia je zložená z kremeňa + plagioklasu + K-živca + biotitu + muskovitu + granátu (obr. 15b). Horniny sú silno postihnuté sekundárnou premenou, v dôsledku čoho je biotit prakticky úplne a granát čiastočne chloritizovaný. Granáty zodpovedajú almandínom s nízkym obsahom pyropovej zložky a s varujúcim obsahom grossulárovej alebo spessartínovej zložky (tab. 9). Boli zistené dva typy granátov (obr. 16), líšiace sa navzájom práve obsahom Grs a Sps zložky. Prvý typ má zloženie $Alm_{68-70} Pyr_{2,5-3} Grs_{15,5-20,5} Sps_{5-8}$ a pozorujeme uňho slabú inverznú zonálnosť. Druhý typ granátu má, naopak, výraznejšie zastúpenie spessartínovej a pyropovej zložky: $Alm_{68} Pyr_{8,6} Grs_2 Sps_{22}$. V tomto type zrn nepozorujeme výraznejšie zmeny v smere od jadra k okraju. Rozdielnosti v zložení granátov vyplývajú z odlišností v zložení východiskového materiálu. Plagioklasy zložením zodpovedajú kyslému oligoklasu – $An = 10 - 25 \%$ (tab. 8).

S retrográdnou fázou variskej metamorfózy v klátovskom teréne, ktorá dosahovala stupeň fácie zelených bridlíc, je spojený vznik týchto asociácií:

amfibolity: klinozoizit/epidot + aktinolit + albit; ± chlorit;

ruly: epidot + albit + chlorit + muskovit (fengit) ± aktinolit;

ortoruly, metagranity: muskovit (fengit) + chlorit + inverzná zonalita v granitoch.

Zloženie minerálnej asociácie z retrográdne premeneného amfibolitu je uvedené v tab. 11. Zmeny v zložení muskovitu a zloženie chloritu po biotite a granáte je uvedené v tab. 10. Chlority zodpovedajú piknochloritom, menej ripidolitu. V muskovitoch došlo k ochudobneniu o K_2O .

Za jeden z dôkazov považuje kryštalizáciu zmesi zrn cummingtonitu a obyčajného amfibolu, ktorá je stabilná pri teplotách 600 – 650 °C a nízkom tlaku. Tu však treba uvážiť, či cummingtonit nevznikol práve vo vysokoteplotnej časti retrográdnej vetvy metamorfózy, pri ktorej vznikla asociácia hornblend + cummingtonit + aktinolit, ktorej existenciu autor nakoniec i sám potvrdil.

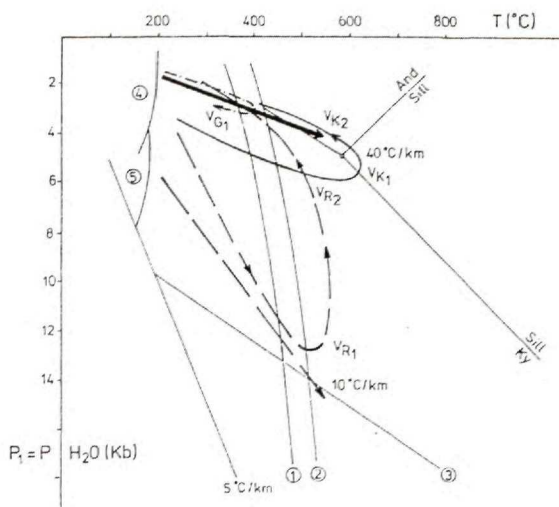
Variská metamorfóza v gemeriku a krustálny vývoj

Teplotno-tlakové dráhy variskej metamorfózy prebiehali vo všetkých troch vymedzených terénoch odlišne v závislosti od dynamiky krustálneho vývoja.

Mohutné masy staropaleozoického vulkanogénneho flyšu, ktorého relikty sú zachované v gelnickom teréne, sú geneticky späté s vývojom magmatického oblúka na aktívnom kontinentálnom okraji. Pre toto geotektonické prostredie je charakteristická nízkotlaková/vysokoteplotná asociácia metamorfovaných minerálov. Variská metamorfóza v horninových sekvenciách gelnického terénu zodpovedá spodnej časti fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu. Pre túto asociáciu je typický muskovit s nízkym obsahom fengitovej zložky + albit v metapelitoch, albit + vysokoželezitý chlorit + aktinolit s nízkym obsahom Na v M_4 pozícii v metabazitoch. V horninách s vhodným chemickým zložením protolitu (acidné až intermediárne vulkanoklastiká) je s muskovitom a mikroklinom asociovaný biotit, sprevádzaný len malým množstvom chloritu. Pyroxmangit + rodonit + spessartín vznikol v Mn-karbonátových horninách.

V rámci gelnického terénu nepozorujeme výrazné známky zonality v rozdelení asociácií regionálne metamorfovaných minerálov. Vysokoteplotno-nízkotlaková časť fácie zelených bridlíc indikuje oblasť metamorfózy spojenej areálne s aktívnym okrajom kontinentu, nie však bezprostrednú oblasť magmatického oblúka vzhľadom na to, že nie sú zachované vyššieteplotné fácie nízkotlakového série. Prostredie vnútornej časti for-arc bazénu viazaného na frontálnu časť kontinentálneho magmatického oblúka najskôr zodpovedá P-T trendu regionálnej variskej metamorfózy v gelnickom teréne. Tomu zodpovedá i relatívne vysoký geotermálny gradient (40 °C/km).

Vývoj metamorfózy v rakoveckom teréne je komplikovaný vzhľadom na zložitosť jeho krustálneho vývoja. Spodnokarbónske sekvencie, ktoré reprezentujú najskôr výplne intrasutúrových, zvyškových bazénov, boli regionálne metamorfované v podmienkach nízkotlakového metamorfózy v spodnej časti fácie zelených bridlíc. Efekt kontinentálnej kolízie spojený so záverečnými fázami variského orogénu (sudetská orogénéza) spôsobil uvoľnenie tepelnej energie a zdvihnutie geotermálneho gradientu (40 – 45 °C/km). Tento proces zapríčinil nízkotlakovú regionálnu premenu spodnokarbónskych súborov a zároveň retrográdnú premenu v ranovarisky metamorfovaných sekvenciách rakoveckej skupiny. Relikty stredno- vysokotlakových minerálnych asociácií, opísaných v metabazaltoch rakoveckej skupiny (HOVORKA et al., 1988), signalizujú, že aspoň časti rakoveckého terénu mohli byť postihnuté vysokotlakovou/nízkoteplotnou metamorfózou, ktorá býva všeobecne spájaná so subdukčnými procesmi (najskôr počas bretónskej orogénézy). Vzhľadom na výraznú afinitu metabazaltov rakoveckej skupiny k ensimatickému ostrovnému oblúku pred-



Obr. 17 P-T dráhy odhadované pre variskú metamorfózu v gelnicom (V_{G1}), rakoveckou ($V_{R1} \rightarrow V_{R2}$) a v klátovskom teréne ($V_{K1} \rightarrow V_{K2}$). Krivky: 1 — dehydratácia kaolinitu (THOMPSON, 1971); 2 — dehydratácia pyrofylytu (KERRICK, 1968); 3 — stabilizácia glaukofánu (CARMAN — GILBERT, 1984), 4 a 5 — hranice stability zeolitovej fácie (THOMPSON, 1971; NITSCH, 1968); Al_2SiO_5 trojitý bod podľa GREENWOODA (1976). Šípky označujú limitujúce geotermálne gradienty.

pokladáme, že toto stredno/vysokotlakové metamorfné pásmo vzniklo pravdepodobne pod reverzným ostrovným oblúkom, kde bola likvidovaná oceánska platňa marginálneho bazénu. Táto zóna vysokotlakovej metamorfózy musela mať ekvivalent v párovej nízkotlakovej/vysokoteplotnej metamorfóze. Doklady o tom je možné nájsť vo valúnovom materiáli zlepcov rudnianskeho súvrstvia — úlomky muskovitizovaných bazaltov, hornín rohovcovej textúry, vzácne granitporfýrov, mikroklinových aplitov, alebo muskovitových aplitických žúl.

Stúpanie tepelnej energie sa potom prejavilo ešte rozsiahlejšie s postupujúcou kolíziou. Táto fáza premeny znamenala progresívnu regionálnu nízkotlakovú metamorfózu spodnokarbónskych komplexov, ale naopak, pre horninové sekvencie rakoveckej skupiny kompletne prepracovanie v nízkotlakových podmienkach, v otvorenom systéme, s výrazným pôsobením fluidných roztokov. Prvá fáza metamorfózy, stredno/vysokotlaková, vznikala pravdepodobne za nízkeho geotermálneho gradientu — 10 — 15 °C/km — a bola spôsobená subdukčnými procesmi. Naopak, geotermálny gradient okolo 40 — 45 °C/km pôsobil v druhej fáze metamorfózy, vysokoteplotnej/nízkotlakovej, spojenej s kolíznymi procesmi.

Pôvod metamorfózy hornín amfibolitovej fácie v klátovskom teréne bol vysvetľovaný obdukciou oceánskej dosky, alebo metamorfózou v zóne transformného zlomu (SPIŠIAK et al., 1985). Novšie autori (IVAN et al., 1992) priradili metamorfity klátovskej skupiny k tzv. leptino-amfibolitovému komplexu, ktorého genézu spájajú s intenzívne prepracovanou a lokálne granitizovanou spodnou kontinentálnou kôrou.

Litologický charakter protolitu klátovskej skupiny umožňuje i ďalšie vysvetlenie. Tholeiitické bazalty oceánskeho dna, asociované s ultrabázikami neúplnej ofiolitovej suity a sprevádzané len malým množstvom pravdepodobne pelagických sedimentov, reprezentujú relikty oceánskej kôry. Prejavy injektovania celého súboru plagiaplivitovým materiálom vo forme injekcií paralelných s plochami foliácie alebo vo forme roja pravých žíl sú v rulovo-amfibolitovom komplexe bežne pozorované. Valúny plagiaplivitov a tonalitov boli nájdené i v zlepencoch rudnianskeho súvrstvia. Magmatity tohto typu môžu byť asociované v oceánskych chrbtoch, a to buď so subdukciou neviazaných chrbtov, alebo subdukciou indukovaných chrbtov (PEARCE et al., 1984). V podmienkach subdukovania horúcej oceánskej kôry stredoocéánskeho chrbta pod ostrovný oblúk nemôže byť teplota vzhľadom na zvýšený tepelný tok v stredoocéánskom chrbte v subdukčnej zóne nízka a môže spôsobovať magmatickú aktivitu plagiogranitovo-tonalitového typu (MIYASHIRO, 1973). V týchto podmienkach by mohlo dôjsť i k vzniku asociácie metamorfovaných minerálov amfibolitovej fácie strednotlakového typu. Relikty retrográdne premenených eklogitov, prípadne serpentinizovaných spinelových peridotitov sú normálnou súčasťou suity stredoocéánskych chrbtov.

Ponáranie stredoocéánskeho chrbta pod ostrovný oblúk môže spôsobiť vysokotlakovú metamorfózu (MIYASHIRO, l. c.). Špecifické podmienky interakcie horúcej oceánskej kôry zároveň zapríčínajú stúpanie geotermálneho gradientu v subdukčnej zóne, a teda vznik hornín amfibolitovej fácie, s ktorými môžu byť asociované relikty premenených eklogitov, je veľmi pravdepodobný. Vznik regresnej nízkotlakovej fácie zelených bridlíc bol následným efektom pokračujúcej kontinentálnej kolízie počas sudetských pohybov, ktoré spôsobili aj rýchly výzdvih a amalgamáciu rakoveckého a klátovského terénu.

Záver

- Vo variských terénoch gemerika boli definované tieto fácie regionálnej metamorfózy:
- I. gelnický terén: metamorfóza spojená s aktívnym kontinentálnym okrajom – vysokoteplotná/nízkotlaková fácia zelených bridlíc;
 - II. rakovecký terén: prvá fáza – metamorfóza spojená so subdukčnými procesmi (reverzný ostrovný oblúk?) – vysokotlaková/nízkoteplotná fácia zelených bridlíc; druhá fáza – metamorfóza spojená s kontinentálnou kolíziou – vysokoteplotná/nízkotlaková fácia zelených bridlíc. Táto retrográdna fáza zodpovedala v spodnokarbónskych sekvenciách prográdnej metamorfóze;
 - III. klátovský terén: pravdepodobný efekt ponárania stredoocéánskeho chrbta pod ostrovný oblúk?, alebo okraj platne? → stredoteplotná/strednotlaková amfibolitová fácia mladšia retrográdna fáza vyvolaná procesmi kontinentálnej kolízie → nízkotlaková fácia zelených bridlíc.

Literatúra

- BAJANÍK, Š., 1975: Pillow-lavas of the Rakovec Group in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 26, 2, 1 — 34.
- BAJANÍK, Š., 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 75 — 94.
- BAJANÍK, Š., 1980: Devón Západných Karpát. Záv. správa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š., 1981: Ku genéze staropaleozoických bázických vulkanitov gemeríd. In: Bajanič, Š. — Hovorka, D. (eds.): Paleovulkanizmus Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 59 — 66.
- BAJANÍK, Š. — REICHWALDER, P., 1979: Outline of the paleotectonic development of the gemeric and its relation to adjacent tectonic units. In: Mahel, M. — Reichwalder, P. (eds.): Czechoslovak geology and global tectonics, Bratislava, 141 — 154.
- BAJANÍK, Š. — HOVORKA, D., 1981: The amphibolite facies metabasites of the Rakovec Group of Gemericum. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 6, 679 — 705.
- BAJANÍK, Š. — VOZÁROVÁ, A. — REICHWALDER, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 19 — 53.
- BAJANÍK, Š. — HANZEL, V. — IVANIČKA, J. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. — REICHWALDER, P. — SNOPKO, L. — VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria — vých. časť, 1 : 50 000. Bajanič, Š. — Vozárová, A. (eds.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 — 223.
- BAJANÍK, Š. — IVANIČKA, J. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. — REICHWALDER, P. — VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria — východ, 1 : 50 000, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- BAJANÍK, Š. — PLANDEROVÁ, E., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 67 — 76.
- BAJANÍK, Š. — VOZÁROVÁ, A. — SNOPKOVÁ, P. — STRAKA, P., 1984: Litostratigrafia črmefskej skupiny. Manuskript — archív. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š. — SNOPKOVÁ, P. — VOZÁROVÁ, A., 1986: Litostratigrafia črmefskej skupiny. Region. geol. Západ. Karpát, Spr. geol. Výsk. (Bratislava), 21, 65 — 68.
- BENKA, J. — BAJANÍK, Š., 1981: Niekoľko poznámok k magnetit-hematitovej mineralizácii v rakoveckej sérii. In: Bajanič, Š. — Hovorka, D. (eds.): Paleovulkanizmus Západných Karpát, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 87 — 92.
- BROWN, E. H., 1977: The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. J. Petrology (Oxford), 18, 53 — 72.
- BOUČEK, B. — PŘIBYL, A., 1958: Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořského karbonu ve Spišsko-gemerském rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 14, 118 — 123.
- CAMBEL, B. — ŠČERBAK, N. P. — KAMENICKÝ, L. — BARTNICKIJ, Je. N. — VESELSKÝ, J., 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristalinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 2, 243 — 259.
- CAMBEL, B. — BAGDASARIAN, G. P. — VESELSKÝ, J. — GUKASIAN, R. Ch., 1980: To problem of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 27 — 48.
- CIPRIANI, C. — SASSI, F. P. — VITERBO-BASSANI, C., 1968: La composizione delle miche chiare in rapporto con la constanti reticolari e col grado metamorfico. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 24, 153 — 187.
- ČORNÁ, O., 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spišsko-Gemerskije Rudnyje Gory, Slovákija, nižnyj paleozoj), Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XXIII, 2, 379 — 382.
- ČORNÁ, O. — KAMENICKÝ, J., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristalinikums der West Karpaten auf Grund der Palinologie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 117 — 132.
- DIANIŠKA, I. — GREČULA, P., 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. Miner. slov. (Bratislava), 11, 405 — 427.

- DICKINSON, W. R., 1970: Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. sed. Petrology*, Tulsa, 40, 695 — 707.
- EERNST, W. G., 1963: Significance of phengitic micas from low grade schists. *Amer. Mineralogical* (Washington), 48, 1357 — 1373.
- FARYAD, S. W., 1986: Metamorphic evolution of paragneisses from Klátov region (Gemicum). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 37, 6, 729 — 746.
- FARYAD, S. W., 1990: Rulovo-amfibolitový komplex gemicika. *Miner. slov.* (Bratislava), 22, 4, 303 — 313.
- FARYAD, S. W., 1991: Metamorphism of the Early Paleozoic sedimentary rocks in Gemicum. *Miner. slov.* (Bratislava), 23, 4, 315 — 324.
- FREY, M. (ed.), 1987: Low temperature metamorphism. Glasgow, Blackie & Son. Ltd., 1 — 346.
- FUSÁN, O., 1954: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 1, 38 — 40.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T. — SASSI, F. P. — VISONA, D., 1978: Sobre la presencia de paragonita y pirofilita in las filitas del Complejo Nevado-Filabride en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas España). *Bol. geol. min.* (Granada), 89, 5, 468 — 474.
- GRECULA, P., 1965: Geologická stavba strednej časti gemicíd a jej vzťah ku zrudneniu. Kandid. dizert. práca, Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GRECULA, P. — HOVORKA, D., 1987: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. In: Flügel, H. W., Sassi, F. P., Grecula, P. (eds.): *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*. Bratislava, 251 — 270.
- GUIDOTTI, C. V., 1984: Micas in metamorphic rocks. In: Micas. S. W. Bailey ed., *Rev. Min.*, 13, *Miner. Soc. Amer.*, 357 — 468.
- GUIDOTTI, C. V. — SASSI, F. P., 1976: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic shists. *Neu Jb. Mineral., Abh.* (Stuttgart), 127, 97 — 142.
- GUIDOTTI, C. V. — SASSI, F. P., 1986: Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovites b_0 data from low-grade metapelites. *N. Jb. Mineral., Abh.* (Stuttgart), 153, 3, 363 — 380.
- GUIDOTTI, C. V. — SASSI — BLENCOE, G., 1989: Compositional controls on the a and b cell dimensions of $2M_1$ muscovite. *Eur. J. Mineral.*, 1, 71 — 84.
- GÜVEN, N., 1971: The crystal structures of $2M_1$ phengite and $2M_1$ muscovite. *Z. Kristallogr.* (Wiesbaden), 134, 196 — 212.
- HEY, M. H., 1954: A new review of the chlorites. *Min. Mag.* (London), 30, 277 — 292.
- HOVORKA, D. — IVAN, P., 1981: A hydrothermal leaching of an ultrabasic body — a determinant phenomenon of the Co-Ni arsenides vein deposits genesis (Dobšiná, West Carpathians). *UNESCO Int. Symp. Metallog. Maf. Ultramaf. Compl. East Medit., West Asia, and Comp. Similar. Metallog. Env. World*, Athens, 1980, 2, 172 — 184.
- HOVORKA, D. — SPIŠIAK, J., 1981: Coexisting Garnets and Amphiboles of Metabasites from Rudňany Area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Miner. slov.* (Bratislava), 13, 509 — 525.
- HOVORKA, D. — IVAN, P., 1985: Meta-ultrabasites in the Paleozoic of the Inner Western Carpathians: Implication for the reconstruction of the tectonic evolution in this region. *Ofioliti* (Bologna), 10, (2/3), 317 — 328.
- HOVORKA, D. — IVAN, P. — SPIŠIAK, J., 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians — its position, origin and interpretation. *Miner. slov.* (Bratislava), 16, 73 — 86.
- HOVORKA, D. — IVAN, P. — JILEMNICKÁ, L. — SPIŠIAK, J., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemic unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 39, 4, 395 — 425.
- HOVORKA, D. — MERES, Š. — IVAN, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians basement complexes: Geochemistry, Petrology, Geodynamic setting. *Terra nova*, *Abstr. suppl.*, 2, 4, Blackwell Sci. Publ., 32.
- HOVORKA, D. — MIHALOV, J. — ONDREJKOVIČ, K., 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti Rudňan. *Miner. slov.* (Bratislava), 11, 481 — 507.

- CHMELÍK, J. — ILAVSKÝ, J., 1965: Über der effusiven Charakter der Gabbrodiorite der Gelnica-Serie in den Gemeriden. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 36, 235 — 255.
- IVAN, P., 1985: Hydrothermal-metasomatic alteration of ultramafic bodies in Western Carpathians. In: Hovorka, D. (ed.): *Ultramafic rocks of the Western Carpathians*, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 258 s.
- IVAN, P., 1992: Geodynamic implication of geochemical data for Early Paleozoic metavolcanics from the Gemic unit (Inner West Carpathians). Abstracts, 6th Congr. of Geol. Soc. of Greece, *Geology of the Aegean*, Athens.
- IVAN, P. — HOVORKA, D. — MERES, Š., 1992: Paleozoic basement of the Inner Western Carpathians — geodynamic setting as inferred from the metavolcanic studies. *Terra nova, Abstract Suppl.*, 2, 4, Blackwell publ., 34.
- IVANIČKA, J., 1976: Litofaciálne pomery a vnútorná stavba gelnickej série v strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Kandid. dizert. práca. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- IVANIČKA, J. — SNOPKO, L. — SNOPKOVÁ, P., 1986: Geologicko-litologické a palinologické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. *Region. geol. Západ. Karpát, Spr. geol. Výsk. (Bratislava)*, 21, 51 — 54.
- IVANIČKA, J. — SNOPKO, L. — SNOPKOVÁ, P. — VOZÁROVÁ, A., 1989: Gelnica Group — Lower Unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians), Early Paleozoic. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 40, 4, 483 — 501.
- IVANIČKA, J. — SNOPKO, L. — VOZÁROVÁ, A. — SNOPKOVÁ, P. et al., 1992: Litologické profily gelnickou skupinou. *Záver. správa*. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JABLONSKÁ, J., 1975: Petrografia črmefskej série (diplomová práca). *Archív kat. geol. a min., Ban. Fak. VŠT, Košice*.
- KAMENICKÝ, J., 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 19, 7 — 20.
- KAMENICKÝ, J. — MARKOVÁ, M., 1957: Petrografické štúdie fylitovo-diabázovej série gemeríd. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 45, 111 — 180.
- KANTOR, J., 1982: Izotopy obyčejného olova na niektorých ložiskách Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 61, 175 — 199.
- KANTOR, J., 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemic from Klátov — Košická Belá area. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 31, 451 — 456.
- KANTOR, J. — RYBÁR, M., 1970: Sulphur isotopes at the Smolník and Mníšek n/Hnilcom sulphide deposits of the Cambro-Silurian series, Spiš.-gemer Ore Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 21, 1, 3 — 41.
- KANTOR, J. — BAJANÍK, Š. — HURNÝ, J., 1981: Radiometric dating of metamorphites of amphibolites facies from the Rudňany deposit, Spišsko-gemerské rudohorie. Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 335 — 344.
- KEPPIE, J. D. — DALLMEYER, R. D., 1990: Introduction to terrane analysis and the tectonic map of pre-Mesozoic terranes in circum-Atlantic Phanerozoic orogens. Abstracts, IGCP Meeting 233, 24.—27. 9. 1990, Göttingen 1990.
- KOHN, M. J. — SPEAR, F. S., 1989: Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblend + plagioklas + quartz. *Amer. Mineralogist (Washington)*, 74, 77 — 84.
- KOVÁCS, S., 1986: Conodont — biostratigraphical and microfacies investigations in the Hungarian part of the North-Eastern Rudabánya Mount. *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 193 — 244.
- KOVÁCS, S., 1989: Major events of the tectono-sedimentary evolution of the North Hungarian Paleo-Mesozoic: History of the northwestern termination of the Late Paleozoic — Early Mesozoic Tethys. In: Sengör, A. M. C. (ed.): *Tectonic evolution of the Tethyan region*. NATO ASI, Ser. C: Math. Phys. Sci., 259, Dordrecht — Boston — London (Kluwer Acad. Publ.), 93 — 108.
- KOZUR, H. — MOCK, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 22, 3, 299 — 305.
- KOZUR, H. — MOCK, R. — MOSTLER, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der

- unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise-Serpukhovian (Namur-A). Geol. — Paläont. Mitt. (Innsbruck), 6, 1, 1 — 29.
- KOZUR, H. — MOCK, R., 1988: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grundzuge der alpidischen Entwicklung in der Karpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 44, 5 — 100.
- LEAKE, B. E., 1978: Nomenclature of amphibolites. Min. Mag. (London), 42, 533 — 563.
- MAHEĽ, M. — BUDAY, T. et al., 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The Western Carpathians. Praha, Academia, 723.
- MANDÁKOVÁ, K. — DRNÍKOVÁ, L. — HUDÁČEK, J., 1971: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 3, 11.
- MAZZOLI, C. — VOZÁROVÁ, A., 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 43, 3, 635 — 642.
- MAZZOLI, C. — SASSI, R. — VOZÁROVÁ, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czecho-Slovakia). In: Vozár, J. ed.: Special Vol. ICGP Pr. No. 276, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 109 — 117.
- MIYASHIRO, A., 1961: Evolution of metamorphic belts. J. Petrology (Oxford), 2, 277 — 311.
- MIYASHIRO, A., 1973: Paired and unpaired metamorphic belts. Tectonophysics. (Amsterdam), 17, 241 — 254.
- PEARCE, J. A. — HARRIS, N. B. W. — TINDLE, A. G., 1984: Trace elements Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. J. Petrology (Oxford), 25, 4, 956 — 983.
- PLANDEROVÁ, E., 1980: Nové poznatky o veku "rožňavsko-železníkej" skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 113 — 128.
- POPREŇÁK, J. — GREČULA, P. — MIHALOV, J., 1973: K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. Miner. slov. (Bratislava), 5, 279 — 286.
- RADOSLOVICH, E. W., 1960: The structure of muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. Acta crystallogr. (Copenhagen), 13, 919 — 932.
- RADVANEČ, M., 1992: Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe. Miner. slov. (Bratislava), 24, 3 — 4, 175 — 196.
- RAKUSZ, Gy., 1932: Die oberkarbonischen fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyo. Geolog. hung., sér. Palaeont. (Budapest), 8, 1 — 123.
- REICHWALDER, P., 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 215 — 222.
- ROZLOŽNÍK, L., 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 4, 95 — 147.
- SASSI, F. P., 1972: The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. (Wien), 18, 105 — 113.
- SASSI, F. P., 1987: Metamorfismo. In: D'Amico, C., Innocenti, F., Sassi, F. P.: Magmatismo e metamorfismo, Torino, UTEI, 277 — 483.
- SASSI, F. P. — SCOLARI, A., 1974: The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York), 45, 143 — 152.
- SASSI, F. P. — VOZÁROVÁ, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians, Czechoslovakia). Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 42, 73 — 81.
- SASSI, R. — VOZÁROVÁ, A., 1992: Pressure character of the Variscan metamorphism in the Gemericum and Veporicum (West Carpathians, Czecho-Slovakia). Boll. Soc. geol. ital. (Roma), 111, 33 — 39.
- SNOPKO, L., 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Západ. Karpaty (Bratislava), 7, 103 — 152.
- SNOPKO, L. — IVANIČKA, J., 1978: Úvahy o paleogeografii v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Vozár, J. (ed.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 269 — 279.
- SNOPKO, L. — VOZÁROVÁ, A., 1981: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 9, 111 — 144.

- SNOPKOVÁ, P. — SNOPKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spiško-gemerskom rudohorí na základe palynologických výsledkov. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 57 — 102.
- SPIŠIAK, J. — HOVORKA, D., 1984: Coexisting biotites and garnets of paragneisses from the Rudňany area (the Paleozoic, the Spiško-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 40, 61 — 78.
- SPIŠIAK, J. — HOVORKA, D., 1985: Dva typy granátických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum gemerika). Miner. slov. (Bratislava), 17, 2, 167 — 174.
- SPIŠIAK, J. — HOVORKA, D. — IVAN, P., 1985: Group the representative of the Paleozoic amphibolite facies metamorphites on the Inner Western Carpathians. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 205 — 220.
- ŠČERBAK, N. P. — BARTNICKIJ, J. N. — MICKEVIČ, N. J. — STEPANJUK, L. M. — CAMBEL, B. — GRECU-LA, P., 1988: U-Pb radiometričeskoje opredelenije vozrasta cirkonov iz modranskogo granodiorita Malých Karpat i porfiroida nižnego paleozoja Spišskogemerskogo rudogorija (Zapadnyje Karpaty). Geol. Zbor. carpath. (Bratislava), 39, 4, 427 — 436.
- ŠUSTA, J., 1931: O karbónoch na Slovensku. Horn. Věst. (Praha), 13, 25, 417 — 422.
- THOMPSON, J. B., 1957: The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Amer. Mineralogist (Washington), 42, 842 — 858.
- THOMPSON, J. B., 1961: Mineral facies in pelitic schists. In: Sokolov, G. A. (ed.): "Physico-chemical problems in the formation of rocks and mineral deposits". Moskva, Izd. Akad. Nauk. SSSR, 315 — 325.
- VARGA, I., 1973: Mineralfnyje asociacii regionalnogo metamorfizma i ich zonalnosť v Spiško-gemerskom rudogorii. Miner. slov. (Bratislava), 5, 115 — 134.
- VOZÁROVÁ, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spiško-gemerského rudohoria. Zbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 18, 7 — 91.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J., 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). Ed. Vozár, J.: Spec. Vol. IGCP, Proj. No. 276, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 147 — 154.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J., 1993: Pre-alpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia variského orogénu. In: Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Edit. Rakús, M., Vozár, J., Bratislava, Geol. D. Štúra, 129 — 143.

Zoznam lokalít k tabuľkám silikátových analýz horninotvorných minerálov

- vz. č. G-4/88 — štóske súvrstvie; tab. 1; sericitický fylit — svah na JJZ od obce Štós
- vz. č. C-4, C-8, C-15 — črmeľská skupina; fylity; tab. 2, 3, 4, 6; profil dolinou Zlatník, východne od Košických Hámrov; presná lokalizácia odberu vzoriek na mapových podkladoch v správe BAJANÍK — VOZÁROVÁ et al. (1984)
- vz. č. C-7 — črmeľská skupina, fylit; tab. 6; profil dolinou Zlatník, východne od Košických Hámrov
- vz. č. B-22 — črmeľská skupina; fylit; tab. 2, 6; profil Košické Hámre — kóta Hámrik, južne od Košických Hámrov
- vz. č. A-6 — črmeľská skupina; fylit; tab. 2, 3; profil južne od kóty Hámrik (441,7), západne od Košických Hámrov
- vz. č. E-2, E-5, E-7 — črmeľská skupina; fylity; tab. 3, 6; profil dolinou Črmeľské údolie, severovýchodne od Košickej Belej; presná lokalizácia na mapových podkladoch v záverečnej správe BAJANÍK — VOZÁROVÁ et al. (1984)
- vz. č. KB-100 — črmeľská skupina; albit — epidotický amfibolit; tab. 6, 7; 1 km na východ od Košických Hámrov
- vz. č. KB-99 — črmeľská skupina; albit — epidotický amfibolit; tab. 7; 800 m na východ od Košických Hámrov
- vz. č. 1/G-89 — smrečinské súvrstvie; fylit; tab. 2, 3; dolina severne od obce Švedlár, cca 1,3 km južne od kóty Bukovec

- vz. č. G-28/91 — zlatnícke súvrstvie; metabazalt; tab. 2, 3, 4, 5, 6; zárez lesnej cesty v odbočke na Bindt v smere od obce Hnilčík
- vz. č. G-31/91 — zlatnícke súvrstvie; metabazaltový tuf; tab. 2, 3, 4, 5, 6; kameňolom na Grajnári, záver Zimnej doliny, juhozápadne od Hnilčíka
- vz. č. G-16/91, G-18/91, G-21/91, G-36/91, G-39/91, G-40/91, G-43/91 — rudnianske súvrstvie; valúny metagranitov a ortorúl; tab. 8, 9, 10; dolina Zapálenica, Rudňany
- vz. č. G-6/91 — rudnianske súvrstvie; valún albitovo-epidotového amfibolitu; tab. 11; dolina Zapálenica, Rudňany

ANNA VOZÁROVÁ

Variscan metamorphism and crustal evolution in the Gemicum

Summary

Introduction

The Alpine-formed Gemic nappe unit contains remnants of several Variscan terranes which differ from each other not only in the lithologic composition of the individual sedimentary-volcanogenic sequences incorporated in their structure but also in the history and grade of the Variscan regional metamorphism (VOZÁROVÁ — VOZÁR, 1992).

Near the modern surface, the Gemic unit consists mostly of pre-Westphalian rock complexes which are unconformably overlain by Upper Carboniferous and Permian late orogenic and postorogenic molasse formations. We have attempted to define this Variscan basement in compliance with a terrane model put forward by KEPPIE and DALLMEYER (1990). According to this model, the term terrane was redefined as an area characterized by the internally continuous geologic history and fringed by faults or melanges representing trench complexes and/or by a cryptic suture. The term continuity of geology means a direct succession or continuity of the evolution including stratigraphy, fauna, structure, metamorphism, petrology of igneous rocks, metallogeny, geophysical properties and paleomagnetic data. Adjacent terranes may either have a totally different geologic histories which cannot be explained by facies changes (exotic terranes) or their geologic histories may be similar (proximal terranes whose boundaries are represented by the telescoping oceanic lithosphere).

As regards the terrane model, these Variscan terranes have been defined in the Gemicum: 1. Rakovec and Klátov terranes which make up the Spiš compound superterrane, 2. Gelnica terrane. These terranes differ from each other in their lithologic history, petrochemical history of their volcanism, regional metamorphic P-T tracks, and therefore also in their geothermal gradients and to some extent also in their structural reworking and ages of the rock complexes.

Petrologic characteristics and geothermobarometric interpretation

G e l n i c a t e r r a n e

The Gelnica terrane is composed of the rock complexes of the Gelnica Group (Upper Cambrian — Lower Devonian, SNOPKOVÁ — SNOPKO, 1979) and Štós Formation (assumed age: Middle Devonian — Lower Carboniferous, BAJANÍK et al., 1983).

The age of the Variscan regional metamorphism has not been conformed by radiometric dating. Geologic evidence suggests its pre-Permian age because the youngest ages noted in the Gelnica Group correspond to the Emsian (SNOPKOVÁ — SNOPKO, 1979) and the Štós Formation is presumably Middle

Devonian — Lower Carboniferous in age. Both these formations are unconformably overlain by a continental molasse formation whose basal part was palynologically dated at Stephanian — Autunian (PLANDEROVÁ, 1980). These data do not rule out the possibility that the tectonometamorphic processes are of intra-Carboniferous or pre- or post-Westphalian age.

Sediments, volcanics and volcanoclastics of the Gelnica Group and Štós Formation were subjected to regional metamorphism whose P-T conditions reached the lower part of greenschist facies (VARGA, 1973; BAJANÍK et al., 1983; SASSI — VOZÁROVÁ, 1987; FARYAD, 1991, and others).

The rocks were converted into the following mineral assemblages:

pelites, siltstones, sandstones:

Ms + Pg + Prl; Ms + Chl ± Ab; Ms + Chl ± Cld; Ms + Ab; Ms + Ab + Pg; these minerals are associated with variable amounts of quartz, graphite and rutile
lydites:

Qtz + Ms + Gr ± Rt

clayey carbonates:

Cc + Dol ± Qtz ± Ms ± Chl, exceptionally Dol + Tlc

Mn- carbonates:

Rdn + Prx + Sps

ferruginous sediments:

Hem + Qtz + Chl ± Ms

acid volcanics and volcanoclastics:

Qtz + Ms ± Chl; Qtz + Ms ± Bi/Cld

intermediate volcanics and volcanoclastics:

Qtz + Ep + Chl ± Ms ± Ab ± Spn

mafic volcanics and volcanoclastics:

Ep + Chl ± Ab ± Cc; Ep + Chl + Act ± Spn.

To determine P-T conditions of the Variscan metamorphism in the Gelnica terrane, we have established muscovite b_0 values by two methods — X-ray diffractometry (described by SASSI, 1972; SASSI — SCOLARI, 1974; GUIDOTTI — SASSI, 1986) and calculations based upon chemical analyses (after GUIDOTTI — SASSI — BLENCOE, 1989). The diffractometric muscovite b_0 values suggest a fairly narrow temperature range 350 — 370 °C at pressures of about 250 — 300 MPa. This signals a rather high geothermal gradient during the culminating metamorphism — 40 °C/km (SASSI — VOZÁROVÁ, 1987; MAZZOLI — VOZÁROVÁ, 1989). The muscovite b_0 values calculated from chemical analyses indicate a somewhat higher pressure (between low- and medium-pressure metamorphism, VOZÁROVÁ in IVANIČKA et al., 1992) or the low-pressure part of the Barrowian metamorphism (FARYAD, 1991). These results, however, may have been affected by inaccuracies in microprobe analyses and/or higher contents of associated chlorite in the rocks. Nevertheless, the low-pressure-type greenschist facies conditions are well documented by the assemblages of coexisting minerals, ilmenite stability in intermediate and mafic metavolcanics and aluminium-rich chlorite in metapelites.

Rakovec terrane

The Variscan metamorphic rocks of the Rakovec terrane include Rakovec and Črmeľ Groups as well as the Ochtiná Formation. The age of the Variscan metamorphism in the Rakovec terrane has not been confirmed by radiometric dating. Its pre-Westphalian age can only be assumed from geologic data — occurrences of detrital material from the Rakovec and Črmeľ Groups in the Rudňany Formation conglomerates (ROZLOŽNÍK, 1965; VOZÁROVÁ, 1973). With regard to the geotectonic history of the pre-Westphalian basins of deposition in the Rakovec terrane, we may speculate about two metamorphic events:

i) Bretonian — metamorphism of the Rakovec Group rock sequences.

ii) Sudetan-metamorphism of the Lower Carboniferous sequences in the Črmeľ Group and Ochtiná Formation.

The age of this metamorphic event results from biostratigraphic ages of both formations (BAJANÍK — PLANDEROVÁ, 1985; Ochtiná Formation; BAJANÍK — SNOPOKOVÁ — VOZÁROVÁ, 1986; Črmeľ

Group) and occurrences of rock fragments from the Črmeľ Group in the Rudňany Formation conglomerates.

The Variscan metamorphic grade in the Rakovec terrane did not exceed P-T conditions of the lower to medium part of greenschist facies. The individual rock types contain these characteristic mineral assemblages:

pelites:

Ms + Ab; Ms + Pg + Ab; these are associated with small amounts of chlorite, graphite and variable amounts of quartz siltstones, sandstones:

Ms + Chl + Qtz ± Ab

ferruginous sediments:

Qtz + Hem; Qtz + Hem + Mag ± Ilm

basalt tuffs, tuffites:

Qtz + Ms + Chl ± Ab; Ep + Chl ± Ab; Ep + Chl + Act ± Ab; plus small amounts of associated calcite and titanite

andesites, basalts:

Ep + Chl + Act ± Ab ± Spn

acid volcanics:

Ms + Ab; Ms + Chl + Qtz

ultramafic rocks:

Srp + Tlc + Tr + Mag. chromspinel was preserved rarely.

The temperature-pressure conditions of the Variscan metamorphism in the Rakovec terrane have been derived from criteria based upon the chemical composition of the critical mineral assemblages in metamorphosed mafic rocks and upon muscovite b_0 values in metapelites.

Average muscovite b_0 values in both Lower Carboniferous sequences (SASSI — VOZÁROVÁ, 1987) and in the basal formation of the Rakovec Group (SASSI — VOZÁROVÁ, 1992) suggest a low pressure (200 — 300 MPa) and temperature ranges 350 — 370 °C or 350 — 430 °C at a geothermal gradient of 40 — 45 °C/km. The low-pressure-type metamorphism is also indicated by the composition of amphiboles in associated metamorphosed mafic rocks ($Al^{IV} : Na$ ratio in M_4 position).

The polystage and complex character of the metamorphism in the Rakovec terrane is confirmed by the presence of two amphibole generations in the Rakovec Group metabasalts (HOVORKA et al., 1988). These authors noted relics of Na- Ca amphiboles of barroisite composition amidst actinolite crystal aggregates. The barroisite was interpreted as relics of medium- to high-pressure stage in the early metamorphic phase.

Klátov terrane

It is composed of a rock complex which underwent amphibolite-facies-grade metamorphism. The Klátov terrane is dominated by a gneiss-amphibolite complex which was defined as a separate lithostratigraphic unit designated the Klátov Group (SPIŠIAK et al., 1985). The Klátov terrane also included gneisses, metagranites, plagioplitites and tonalites whose fragments have been noted in the Rudňany Formation conglomerates.

Radiometric dating of the gneisses and amphibolites mostly indicates Variscan age of the metamorphism (CAMBEL et al., 1980; KANTOR et al., 1981). The range of K/Ar datings is wide — from 360 to 258 m. y., the oldest ages being recorded in the Klátov areas (391 — 448 m. y., KANTOR, 1980). This reflects the complexity of the metamorphic history of the Klátov terrane and at the same time stresses that the obtained data must be interpreted very cautiously.

The rock complexes of the Klátov terrane underwent regional metamorphism under the amphibolite-facies conditions and subsequent retrograde alterations under the greenschist-facies conditions. The prograde as well as retrograde metamorphic stages are pre-Westphalian because both kinds of metamorphic mineral assemblages are present in gneiss and amphibolite pebbles in the Rudňany Formation (VOZÁROVÁ, 1973).

The prograde stage of the regional metamorphism gave rise to the following mineral assemblages: mafic volcanics and volcanoclastics:

Hbl + Pl ± Grt ± Spn

clastic sediments:

Bt + Pl ± Ms; Bt + Pl + Grt, these minerals are accompanied by variable amounts of quartz and rare Ca-amphibole

Ca-silicate rocks:

Tr + Di + Dol ± Grs ± Pl ± Ep

acid igneous rocks:

Qtz + Pl + Kfs + Bt ± Ms ± Grt.

The retrograde stage of the Variscan metamorphism gave rise to the following mineral assemblages: amphibolites:

Czo/Ep + Act + Ab ± Chl

gneisses:

Ep + Ab + Chl + Ms ± Act

orthoogneisses, metagranites:

Ms + Chl.

The temperature-pressure metamorphic conditions in the Klátov terrane were established by mineral geobarometers (HOVORKA — SPIŠIAK, 1981; SPIŠIAK — HOVORKA, 1984; FARYAD, 1986, 1992). The results indicate that the prograde stage of the Variscan metamorphism attained medium temperatures and medium pressures (pressure 300 — 600 MPa, temperature 520 — 630 °C). The retrograde stage took place under low-pressure greenschist P-T conditions (temperature ranged from 300 to 450 °C and pressure was about 200 — 300 MPa).

Different views on the pressure evolution of the metamorphism of the gneiss-amphibole complex were expressed by RADVANEC (1992). He regards both stages as low-pressure ones, and gives the coexistence of cumingtonite and amphibole as one of the proofs thereof. However, the Cum possibly might have been formed in the higher-temperature retrograde metamorphic stage which gave rise to the assemblage Cum + Hbl + Act.

Variscan metamorphism in the Gemicum and crustal evolution

The Variscan metamorphic temperature-pressure trends in all three defined terranes were controlled by the crustal evolution dynamics.

The huge masses of the Early Paleozoic volcanogenic flysch, whose remnants occur in the Gelnica terrane, are genetically associated with the evolution of a magmatic arc on an active continental margin. This geotectonic setting is characterized by the low-pressure/high-temperature metamorphic mineral assemblage. The Variscan metamorphism in the Gelnica terrane reached the low-pressure-type greenschist facies. This assemblage typically includes muscovite poor in phengite component + albite in metapelites, albite + iron-rich chlorite + actinolite with low Na in M₄ position in metamorphosed mafic rocks. In rocks whose protolith had a suitable chemistry (acid to intermediate volcanoclastics), muscovite and microcline are associated with biotite and rare chlorite. Pyroxmanganite + rhodonite + spessartite were formed in Mn-carbonates.

No signs of metamorphic mineral zoning have been observed in the Gelnica terrane. The high-temperature/low-pressure part of greenschist facies suggests that the metamorphism was spatially associated with an active continental margin, but did not take place directly in the magmatic arc area because no higher-temperature facies of the low-pressure series were preserved. The inner section of the forearc basin bound to the frontal part of a continental margin arc most probably corresponds to the P-T trend of the regional Variscan metamorphism in the Gelnica terrane. The relatively high geothermal gradient (40 °C/km) suggest the same.

The metamorphic history in the Rakovec terrane is complicated as a result of the complicated crustal evolution. The Lower Carboniferous sequences which most probably represent remnants of intrasuture relict basins were regionally metamorphosed under conditions of low-pressure metamorphism

in the lower part of greenschist facies. The continental collision combined with the final stages of the Variscan orogeny triggered the release of heat and consequently increased the geothermal gradient (40 — 45 °C/km). This process led to the low-pressure regional metamorphism of the Lower Carboniferous sequences and at the same time to the retrograde alterations of the Early-Variscan-metamorphosed Rakovec sequences. Relict medium- to high-pressure mineral assemblages described in the Rakovec Group metabasalts by HOVORKA et al., 1988, signal that the Rakovec terrane was at least partly subjected to high-pressure/low-temperature metamorphism which is generally linked to subduction processes. Because of the clear affinity of the Rakovec Group metabasalts to an ensimatic island arc we suppose that this medium- to high-pressure metamorphic belt was probably formed beneath a reverse island arc where the oceanic plate of a marginal basin was being destructed. This high-pressure metamorphic zone must have had a counterpart in equivalent low-pressure/high-temperature metamorphism as is proved by some pebbles in the Rudňany Formation conglomerates — fragments of muscovitized basalts, hornfel-structured rocks and rarely also granite-porphyrries, microcline aplites or muscovitized aplitic granites.

The increasing thermal energy became even more pronounced as the collision advanced. This stage gave rise to progressive regional low-pressure metamorphism of the Lower Carboniferous complexes but, on the contrary, the Rakovec sequences were completely reworked under low-pressure conditions in an open system with marked activity of fluid solutions. The medium- to high-pressure metamorphic belt was formed at a low geothermal gradient — 10 to 15 °C/m while a much higher geothermal gradient of some 40 — 45 °C/km was present in the high-temperature/low-pressure metamorphic zone.

The amphibolite-facies metamorphism in the Klátov terrane was formerly linked to the oceanic-plate obduction or to a transform fault (SPIŠIAK et al., 1985). Later, IVAN, et al. (1992) assigned the Klátov Group metamorphic rocks to the so-called leptyno-amphibolite complex the genesis of which is associated with the intensively reworked and locally granitized lower continental crust.

The lithologic character of the Klátov Group protolith allows other explanations as well. Ocean-floor tholeiitic basalts associated with ultramafic rocks of an incomplete ophiolite suite and accompanied by small amounts of probably pelagic sediments are remnants of oceanic crust. In the gneiss-amphibole complex, one can commonly observe manifestations showing that the whole complex was injected with plagioclite material in the form of injections parallel with the foliation planes or swarms of dykes cutting across the foliation. Plagioclite and tonalite pebbles were also noted in the Rudňany Formation conglomerates. Igneous rocks of this kind may be associated with ocean ridges, either with ridges unrelated to subduction or subduction-induced ridges (PEARCE et al., 1984). The subduction of the hot oceanic crust of the mid-ocean ridge beneath an island arc takes place at high temperatures resulting from the increased heat flow in the mid-ocean ridge and therefore the high temperature in the subduction zone may cause plagiogranite-tonalite-type igneous activity (MIYASHIRO, 1973). Under such conditions, a medium-pressure amphibolite-facies metamorphic mineral assemblage could be formed. Relics of retrograde-altered eclogites or serpentinized spinel peridotites are normally incorporated in the mid-ocean ridge suite.

Conclusion

Three regional metamorphic facies have been defined in the Variscan terranes of the Gemericum:

I. Gelnica terrane: HT/LP greenschist conditions

II. Rakovec terrane: earlier prograde HP/LT stage of greenschist metamorphic facies, later retrograde HT/LP stage of greenschist facies which corresponds to the prograde metamorphic stage in the Lower Carboniferous sequences

III. Klátov terrane: prograde amphibolite-facies stage under MT/MP conditions, retrograde HT/LP greenschist facies stage.

Translated by I. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 Mineral assemblage in phyllites illustrated in a $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ system. Projection points correspond to chemical composition of phyllites: empty circles — Gelnica Group, solid triangles — Štós

Formation. Phyllite chemistry is also expressed by $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ and $(\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3) : \text{Al}_2\text{O}_3$ ratios. Arrows mark occurrences of critical mineral assemblages plotted against overall phyllite composition

Fig. 2 Critical mineral assemblages in metapelites (solid circle) and in intermediate metavolcanoclastics (cross) expressed in AKF and ACF diagrams

Fig. 3 Metamorphic mineral assemblages characteristic of metabasalts and basalt metatuffs (a), Si-carbonates (b), Al-Fe metapelites (d, e) and Mn-sediments (c; diagram from FARYAD, 1991)

Fig. 4 Schematic map to show distribution of pre-Mesozoic units in the West Carpathians and areas where phyllite samples were collected to determine muscovite b_0 values

A. Legend to Map

1 — Neogene sediments and volcanics, 2 — Upper Cretaceous and Paleogene sequences (Central Carpathian Paleogene and Flysch Belt, undifferentiated), 3 — Mesozoic and Stephanian-Permian sequences including Klippen Belt, undifferentiated, 4 — Gemicum: Westphalian sequences, 5 — Gemicum: Lower Carboniferous sequences, 6 — Gemicum: low-grade metamorphic rocks of Rakovec Group and Štós Formation, undifferentiated, 7 — Gemicum: low-grade metamorphic rocks of Gelnica Group, 8 — Tatric and Veporic crystalline schists including tectonic slices of low-grade metamorphics, 9 — Alpine granitoids, 10 — Variscan and/or pre-Variscan igneous rocks

B. General Explanations regarding:

1 — Pressure scale based on muscovite b_0 values: low pressure: 8.970 — 9.000 Å, medium pressure: 9.000 — 9.040 Å, high pressure: above 9.040 Å, 2 — Temperature scale in °C

Fig. 5 Distribution of muscovite b_0 values from Gelnica Group and Štós Formation phyllites illustrated on histograms and cumulative curves (dashed line — Gelnica Group, solid line — Štós Formation). Arrows on the cumulative-curve diagram mark mean values. In both cases the rock is phyllite with paragonite. The thick arrow marks mean muscovite b_0 values from Gelnica Group phyllites without paragonite

Fig. 6 Thermal gradient during culminating Variscan metamorphism derived from muscovite b_0 values. Curves: 1 — kaolinite dehydration (THOMPSON, 1971), 2 — pyrophyllite dehydration (KERRICK, 1968), 3 — glaucophane stabilization (CARMAN — GILBERT, 1983). Diagram compiled by GUIDOTTI — SASSI (1968) shows muscovite b_0 contours modified after SASSI (1987). Mean b_0 values from SASSI — VOZÁROVÁ (1987)

Fig. 7 Essential metamorphic mineral assemblages in metasediments and mafic metavolcanics and metavolcanoclastics of Rakovec terranes — expressed in AKF and ACF diagrams. The diagrams show chemical composition of rocks and major silicate minerals

Fig. 8 Mineral assemblages and mineral compositions in Črmeľ Group metapelites

Fig. 9 Composition of muscovites from Črmeľ Group phyllites expressed by $\text{Fe} : \text{Mg}$, $\text{Fe} : \text{Si}$ and $\text{Na} : \text{Fe}$ ratios. The diagrams also illustrate relationship between compositions of muscovites and phyllites: A — sericite phyllites, B — green schists, C — sericite-chlorite phyllites

Fig. 10 a) Classification diagram of amphiboles from LEAKE (1978), b) BROWN's (1977) discrimination diagram based on $\text{Na}(\text{M}_4) : \text{Al}^{\text{IV}}$ ratio allowing to distinguish low, medium and high-pressure amphiboles

Fig. 11 Distribution of muscovite b_0 values from Črmeľ Group and Ochtiná Formation phyllites: a — Črmeľ Group phyllites (without paragonite); Ochtiná Formation phyllites: b — location Rochovce, c — location Bankov (both groups of phyllites from Ochtiná Formation contain paragonite)

Fig. 12 Distribution of muscovite b_0 values from Smrečinka Formation phyllites (Rakovec Group)

Fig. 13 Determination of Variscan metamorphic thermal gradient in Rakovec terrane based on b_0 values from Črmeč Group (second stage). Curves: 1 — kaolinite dehydration (THOMPSON, 1971), 2 — pyrophyllite dehydration (KERRICK, 1968), 3 — glaucophane stabilization (CARMAN — GILBERT, 1983). Diagram from GUIDOTTI — SASSI (1986) modified after SASSI (1986). b_0 muscovite values were taken over from SASSI — VOZÁROVÁ (1987)

Fig. 14 Critical mineral phases in gneisses (a) and amphibolites (b) of Klátov Group shown on AKF and ACF diagrams. Amphibolite chemistry is marked by projection points on ACF diagram

Fig. 15 Mineral assemblage from Klátov Group gneisses shown on AFM diagram (b). The ACF diagram (a) illustrates main metamorphic phases in metacarbonates

Fig. 16 Composition of garnets from metagranite (orthogneiss) pebbles. The arrow marks changes in the composition from the centre to the periphery of grain

Fig. 17 P-T tracks estimated for Variscan metamorphism in Gelnica (V_{G1}), Rakovec ($V_{R1} \rightarrow V_{R2}$) and Klátov ($V_{K1} \rightarrow V_{K2}$) Groups. Curves: 1 — kaolinite dehydration (THOMPSON, 1971), 2 — pyrophyllite dehydration (KERRICK, 1968), 3 — glaucophane stabilization (CARMAN — GILBERT, 1983), 4 and 5 — stability limits of zeolite facies (THOMPSON, 1971; NITSCH, 1968). Al_2SiO_5 tripple point after GREENWOOD (1976). Arrows mark limit geothermal gradients

List of Tables

- Tab. 1 Chemical analyses of muscovite and chlorite — Štós Formation, Sample G-4/88
- Tab. 2 Chemical composition of chlorites from the Črmeč Group, Smrečinka and Zlatník Formations
- Tab. 3 Chemical composition of muscovites from the Črmeč Group, Zlatník and Smrečinka Formations
- Tab. 4 Chemical composition of titanites
- Tab. 5 Chemical composition of epidote from the Zlatník Formation
- Tab. 6 Chemical composition of albites
- Tab. 7 Chemical composition of amphibole from the Črmeč Group
- Tab. 8 Chemical composition of feldspars
- Tab. 9 Chemical composition of garnets
- Tab. 10 Chemical composition of muscovites and chlorites
- Tab. 11 Chemical composition of epidote and amphibole



ANNA VOZÁROVÁ — JÁN IVANIČKA

Litogeochemia metasedimentov staršieho paleozoika v južnom gemeriku

9 obr., 11 tab., angl. resumé

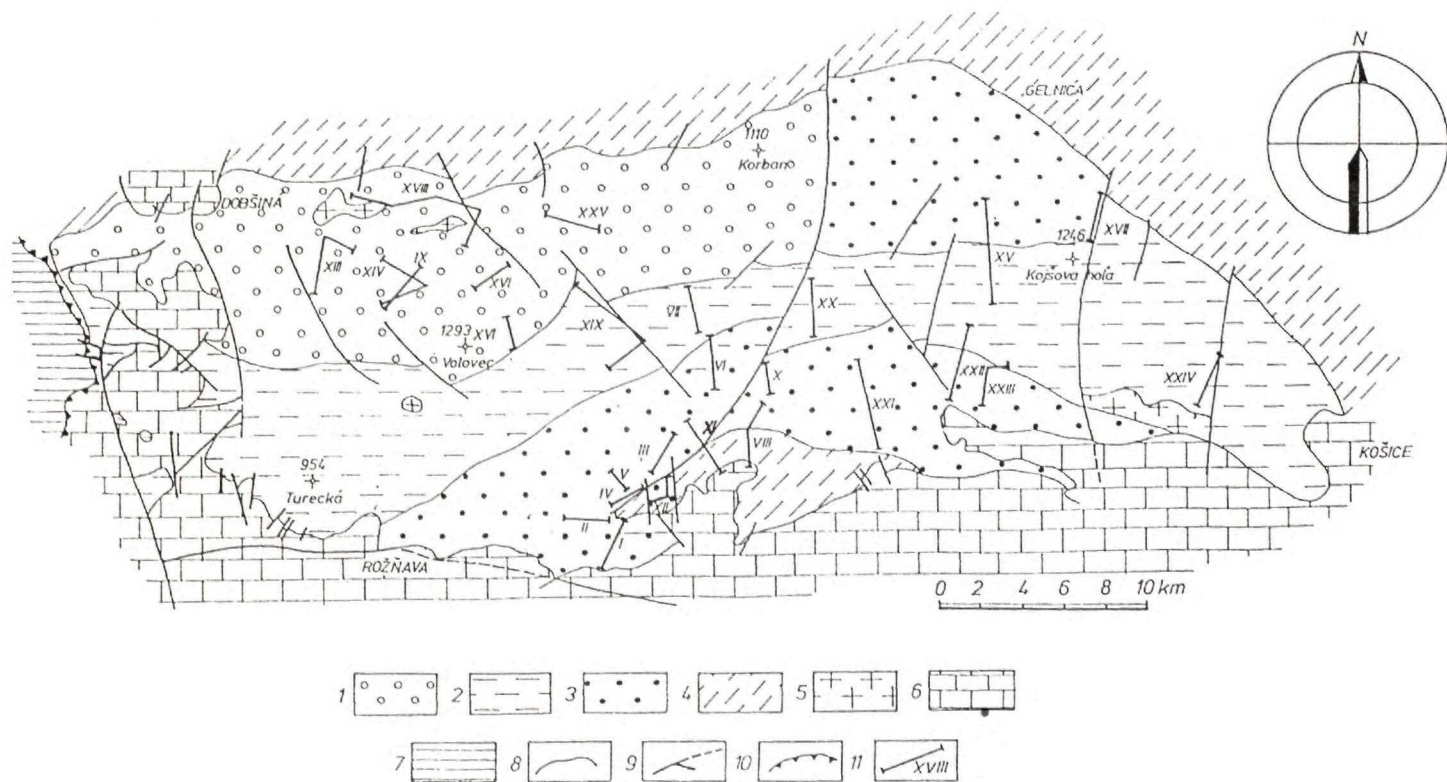
A b s t r a c t. The article starts with a brief lithostratigraphic characteristics followed by the description of the regularities in the element distribution in the individual rock types and formations of the Early Paleozoic Gelnica Group and Štós Formation. The metasediment chemistry is directly controlled by the composition of the source area as well as geotectonic position of the original basin of deposition. The sediment presumably came from a volcanic arc situated on an active continental margin as is proved by the mixed detritus composed of volcanoclastic and chemically mature grains, the latter being of continental origin.

Key words: West Carpathians, Southern Gemicum, Early Paleozoic, metasediment lithogeochemistry

Úvod

Už pri skoršom geologickom mapovaní staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria sa ukázalo, že na vymedzenie určitých stratigrafických horizontov nestačí iba kartograficky vyčleniť jednotlivé horninové komplexy, ale je potrebné vykonávať aj podrobnú litofaciálnu a petrochemickú analýzu. Jej uplatnením širší autorský kolektív (IVANIČKA — SNOPKO — VOZÁROVÁ — SNOPKOVÁ et al., 1992) získal mnoho cenných údajov, ktoré umožnili vyjadriť existujúce litofácie, zoskupiť ich do väčších celkov, vzájomne ich korelovať a potom podľa získaných stratigrafických kritérií ich vekovo zaradiť. Vychádzajúc z Geologickej mapy Slovenského rudohoria — východná časť, 1 : 50 000 (BAJANÍK et al., 1984), bolo takto komplexne spracovaných 25 profilov v celom rozsahu gelnickej skupiny (6 profilov vo vlachovskom súvrství, 5 v súvrství Bystrého potoka, 14 v drnavskom súvrství), ktoré boli vybrané v terénoch s najpriaznivejšou odkrytosťou a s cieľom zachytiť všetky horninové typy v jej jednotlivých súvrstviach.

Účelom tohto príspevku je na základe chemického zloženia hlavných typov metasedimentov gelnickej skupiny poukázať na zákonitosti distribúcie prvkov v jednotli-



Obr. 1 Lokalizácia litologických profilov v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria

1 — vlachovské súvrstvie, 2 — súvrstvie Bystrého potoka, 3 — drnavské súvrstvie, 4 — rakovecká skupina, 5 — gemeridné granity, 6 — mladšie útvary, 7 — veporikum, 8 — hranica geologických útvarov, 9 — zlomy, 10 — násunová línia, 11 — profily

vých litofáciách a súvrstviach, ako i na väzbu týchto prvkov na príslušné minerálne súčiastky v horninách. Nakoľko dva profily zachytávajú aj štóske súvrstvie rakoveckej skupiny, stručne podávame aj jeho litogeochemickú charakteristiku.

Litostratigrafia gelnickej skupiny

Gelnická skupina tvorí v priestore i v čase podstatnú časť paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Reprezentuje staropaleozoickú flyšovú formáciu, ktorá je charakterizovaná pestrým polygenetickým a polycyklickým vývojom detritických, resp. detriticko-vulkanogénnych sedimentov. Ide o mezorytmickú sedimentáciu pieskovcov a flocov, pri ktorej alternujú jednotlivé flyšové subformácie. V stredných častiach mezorytmov je sprevádzaná synchronným acidným, zriedkavejšie i bázickým vulkanizmom, prebiehajúcim vo viacerých etapách na rôznych stratigrafických úrovniach. Vo vrchných častiach mezorytmov sedimentáciu spestrujú sporadické výskyty karbonátov a lydítov. Gelnická skupina má stratigrafický rozsah vrchné kambrium – spodný devón a skladá sa z troch súvrství: vlachovského, Bystrého potoka a drnavského (obr. 1). Jej vek palynologicky určila SNOPOKOVÁ (SNOPOKOVÁ, 1964; SNOPOKOVÁ – SNOPKO, 1979; IVANIČKA et al., 1989).

Vlachovské súvrstvie je najstarším známym litostratigrafickým horizontom gemerika. Nachádza sa hlavne v západnej časti gelnickej skupiny, kde tvorí mohutný sedimentárno-vulkanogénny komplex zložený z troch samostatných mezorytmov. Najspodnejším litologickým členom vlachovského súvrstvia, ktorý na povrchu nevystupuje (bol overený vrtnými prácami v okolí Vlachova), sú tmavé skrytovrstevnaté a laminované sericiticko-chloritické fylity. Nad nimi ležia rytmicky sedimentované kremenné droby s malými šošovkami drobnozrnných zlepcov – báza druhého mezorytmu, ktorý je kompletne zachytený profilom XIII v oblasti Podsúľovej (obr. 1). Vyššie vystupujú drobnolaminované, stredno- až jemnozrnné metapieskovce a najvyššie časti druhého mezorytmu tvoria skrytovrstevnaté alebo jemnolaminované sericitické fylity, ktoré sú dobre odkryté v záreze štátnej cesty Podsúľová – Súľová. Oba mezorytmy už v minulosti detailne charakterizoval SNOPKO (1967, 1969). Bazálne časti tretieho mezorytmu vystupujú na Podsúľovej a v okolí Henclovej, kde sú zachytené profilmi IX, XIV a XVI. Sú zložené prevažne z epimetamorfovaných hrubozrnných kremenných drôb, ktoré lokálne obsahujú tenké polohy a šošovky drobnozrnných zlepcov. Predstavujú produkty typickej flyšovej sedimentácie. Bazálny komplex sa smerom do nadložia postupne zjemňuje pozvoľným pribúdaním pelitickej zložky na úkor psamitickej. Horniny majú charakter jemnozrnných pieskovcov, piesčitých a flovitých bridlíc, ktoré sa dnes javia ako kvarcité fylity, kremité fylity a rôzne typy laminovaných fylitov (pieskovcovo-flocová litofácia). Počas sedimentácie tohto horninového súboru došlo v príbrežných oblastiach k intenzívnemu kyslému vulkanizmu, ktorého produkty silno narušujú celkovú symetriu sedimentácie. Vulkanický komplex je takmer celý tvorený metaryolitovými tufmi a tufitmi. Vystupuje v podobe mohutných, plošne rozsiahlych a niekoľko sto metrov hrubých telies, ktoré

sa podstatne podieľajú na geologickej stavbe. V ich vrchných častiach sa vyskytujú malé šošovky metabazaltov a ich tufov. V nadloží vulkanitov leží mohutný komplex drobnolaminovaných a skrytovrstevnatých fylitov (kremenno-sericitové, sericitové, chloritovo-sericitové, sericitovo-grafitické), ktoré sú zachytené v profiloch XVI a XXV. Odrážajú obdobie relatívneho pokoja, počas ktorého vznikali i hrubé polohy lyditov a alodapických vápencov (pruh Gočovo – Podsúľová – Volovec) so zachovaným gradačným alebo laminovaným zvrstvením. Tieto typy svedčia o spôsobe ukladania vypadávaním z kalových prúdov, ktorými boli transformované do stredu panvy a potom prekryté nadložnými jemnopolitickými sedimentmi. Týmto bola sedimentácia vlachovského súvrstvia ukončená.

Súvrstvie Bystrého potoka reprezentuje stredný stratigrafický horizont gelnickej skupiny a leží v normálnom stratigrafickom nadloží vlachovského súvrstvia. Vystupuje v súvislom pásme z.-v. smeru v šírke 2 – 5 km. Z hľadiska priestorového rozšírenia horninových súborov možno povedať, že z. od línie Zlatý stôl – Heckerová prevládajú vulkanické členy, kým v. sú vo väčšom rozsahu vyvinuté sedimenty. Najtypickejší profil, v ktorom bolo toto súvrstvie študované, je vyvinutý v území medzi Starovodskou dolinou a Bystrým potokom (profil XIX). Okrem tohto boli ešte spracované profily VII, XX, XXIV a časť profilu XV. Bazálna časť súvrstvia Bystrého potoka je dokonale vyvinutá a je reprezentovaná komplexom epizonálne metamorfovaných hrubozrnných a strednozrnných kremenných pieskovcov a drôb s nepatrným zastúpením pelitických sedimentov. Miestami (v oblasti Kobuláru a Trohanky) sa vyskytujú šošovky drobnozrnných zlepcov, ktoré predstavujú zvyšky proximálnej subzóny ortoflyšu. Psamity bazálneho súboru sú výrazne rytmicky zvrstvené. Hrúbka rytmov je od 10 do 150 cm, pričom je zriedka zachovaný kompletný sled cyklov v zmysle BOUMU (1962). Časť je gradačné zvrstvenie, v horných častiach rytmov prevláda laminované zvrstvenie. Charakter a vnútorná stavba rytmov svedčia o faciálnych zmenách, ktoré sa diali počas sedimentácie. Od Zlatého stola na V bez prerušenia a podmorskej abrázie pokračovala plynulá sedimentácia klastických facií s tendenciou pozvoľného zjemňovania vertikálnym i laterálnym smerom. Sedimentácia nadobúda pieskovecovo-flovcový charakter, objavujú sa tenšie a pestrejšie sedimentárne rytmy. Z hľadiska geologickej pozície v podstate ide o súbor sedimentov, ktorý tvorí prechodný člen medzi podložnými hrubopsamitickými horizontmi a nadložným komplexom jemnoklastických sedimentov. Zmenu vo flyšovej sedimentácii spôsobila vulkanická činnosť, ktorá dosiahla svoje maximum v okrajových častiach gelnickej skupiny, čím bola porušená symetrickosť distribúcie flyšových facií vzhľadom na os sedimentačného bazénu a ŠNOPKOM (1967) vymedzené bočné prínosové oblasti. Na V je to vulkanický komplex Kojšovskej hole a na Z vulkanický komplex Tureckej a Lužice, ktorý svojím východným okrajom zasahuje do údolia Bystrého potoka. V podstatnej miere produkty acidného vulkanizmu reprezentujú iba vulkanoklastické horniny. Vertikálny a laterálny vzťah metaryolitových tufov a tufitov voči sedimentom je väčšinou pozvoľný, často prstovitý. Prejavuje sa postupným pribúdaním vulkanického materiálu v sedimentoch, vytvorením samostatných polôh, z ktorých postupným narastaním hrúbky vznikali obrovské telesá hrubé niekoľko sto metrov, podstatne

ovplyvňujúce skladbu sedimentárneho mezorytmu. V nadloží vulkanoklastických telies leží hrubý komplex drobnolaminovaných fylitov, ktoré sú v súvrství Bystrého potoka najrozšírenejšou litofáciou. Najvrchnejšie sekvencie sú budované spravidla jemnopelitickými skrytovrstevnatými sedimentmi vo fácií tmavých bridlíc (grafitovo-sericitové až grafitové fylity), ktoré s drobnolaminovanými fylitmi javia vertikálne i laterálne prechody. Obvykle sú s nimi asociované metalydity a kryštalické vápence vo forme šošoviek a tenkých polôh. Hrubé polohy tvoria v známom pruhu Hanková – Nižná Slaná – Heckerová – Bystrý potok – Holec. Lokálne, v okolí Smolníckej Huty a v úseku Kojšov – Opátka, miesto grafitových fylitov najvrchnejšie časti súvrstvia Bystrého potoka zaberajú zelenkavé nezvrstvené sericitovo-chloritové fylity. Zvýšené množstvo chloritu v nich je odrazom bázičejšieho charakteru vulkanizmu.

Drnavské súvrstvie vystupuje v normálnom nadloží súvrstvia Bystrého potoka a tvorí najvrchnejší litostratigrafický horizont gelnickej skupiny. Zaberá široké pásmo najmä v južnej časti územia, kde v profiloch v oblasti Drnava – Smolník – Medzev (profily I – VI, X – XII a XXI) môžeme sledovať jeho kompletný vývoj. Východne od smolníckeho zlomového systému je drnavské súvrstvie vyvinuté aj v severnej časti gemerika, kde sa stýka s rakoveckou skupinou. V oblasti Štôsu v jeho nadloží vystupuje štôske súvrstvie. Najspodnejšie členy drnavského súvrstvia sú tvorené metasedimentmi pieskovcovej litofácie. V západnej časti gemerika ležia na metaryolitových tufoch masívu Tureckej, alebo na jemných pelitoch súvrstvia Bystrého potoka. V pruhu Drnava – Pipitka – Úhorná kremenné droby tvoria malé čiastkové rytmy v jemnopsamitických a pelitických horninách. Východne od smolníckeho zlomu sa kremenné droby vyskytujú v dvoch pruhoch (severný: Mníšek n. Hnilcom – Kojšov, južný: Jedľovec – dolina Zábava), kde dosahujú hrúbku 200 – 400 m. Smerom do nadložía sa častejšie objavujú laminované metakvarcity a kremenné fylity, ktoré svedčia o postupnom zjemňovaní sedimentácie. V oblasti Smolníka pozorujeme ostré laterálne prechody metapsamitov do jemnozrnných sedimentov, čo si vysvetľujeme tým, že táto oblasť sa nachádza medzi dvoma prínosovými zónami, kde bol slabší prínos terigénneho materiálu. Prvé prejavy vulkanizmu v drnavskom súvrství sa začali pomerne skoro; môžeme ich sledovať už počas hrubopsamitickej sedimentácie (telesá metaryolitových tufitov v. od Smolníckej Píly a v Zlatej doline). Postupne nadobúdal na svojej intenzite a maximum dosiahol počas usadzovania ílovcov subflyšovej povahy. Prevládajúcim materiálom sú transportované vulkanoklastiká, ktoré vytvárajú telesá hrubé až niekoľko sto metrov. Počas svojho vývoja vulkanizmus nadobudol bázičejší charakter, čo sa prejavuje zvýšenou bazicitou základnej hmoty kyslých vulkanitov, ako aj vznikom samostatných bázičých diferenciátov – bazaltov, ich tufov a tufitov. V porovnaní s acidnými vulkanitmi sú však metabazity zastúpené len nepatrne. Po utíchnutí vulkanickej činnosti pokračovala subflyšová sedimentácia ďalej v podobe ílovcovej litofácie, ktorú prezentujú rôzne petrografické typy jemnozrnných drobnolaminovaných fylitov. V asociácii s nimi vystupujú tenké vložky, miestami až hrubé polohy lydítov a v úseku Železník – Hrádok i kryštalických vápencov, zväčša metasomaticky zmenených na ankerity a siderity. Na južnom okraji gelnickej skupiny, medzi Medzevom a Jasovom, vystupuje komplex zelenkavých meta-

kvarcitov s vložkami kremenných fylitov. REICHWALDER (1969) ich zaraduje do gelnickej skupiny ako najvyšší známy horizont drnavského súvrstvia a podľa SNOPKA (1969) predstavujú bázu šiesteho mezorytmu.

Ak porovnáваме všetky mezorytmy gelnickej skupiny, môžeme konštatovať, že v podstate sú si podobné, v detailoch však majú svoje špecifiká, ktoré sú odrazom jednak geodynamického poklesávania sedimentačnej panvy, jednak vulkanickej činnosti, ale aj aktívnych pohybov v zdrojovej oblasti.

Štóske súvrstvie

V južnej časti gemerika, v nadloží gelnickej skupiny a v podloží mladopaleozoických komplexov, FUSÁN (1954) vyčlenil samostatný psamiticko-pelitický horninový súbor, ktorý priradil k tzv. južnému vývoju vtedy ešte nedefinovanej rakoveckej skupiny. BAJANÍK (in BAJANÍK et al., 1981) ho nazval štóskym súvrstvím a po korelácii so smrečinským súvrstvom ho považuje za bazálny litostratigrafický horizont rakoveckej skupiny. Podrobne ho spracoval REICHWALDER (1970). Litologicky je štóske súvrstvie veľmi monotónne. V profiloch VIII a XI bolo zachytené viacnásobné vzájomné striedanie metapieskovcov, metasiltovcov a kremenných fylitov s laminovanými zelenkavými sericitovo-chloritovými a sivými sericitovými fylitmi. Posledne menované považujeme za najvrchnejšie sekvencie štóskeho súvrstvia, pretože tvoria priame podložie mladopaleozoickým sedimentom. Vek štóskeho súvrstvia doteraz nebol preukázaný.

Minerálne zloženie hornín gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia

Zber vzoriek na litogeochemický výskum bol v teréne orientovaný predovšetkým na kontaktne a hydrotermálne-metasomaticky nepremenené horniny. Lokalizácia profilov bola zvolená tak, aby sa v čo najväčšej miere zachytili sedimentárne sekvencie. Cieľom bolo získať čo najviac údajov o pôvodnom zložení sedimentov, o charaktere a stupni regionálnej metamorfózy, prípadne o zdrojovej oblasti klastického detritu. Preto sú acidné až intermediárne vulkanoklastiká a tiež bazické až ultrabázické horniny spracované v tejto práci iba okrajovo. Hlavný dôraz sa kládol na litogeochemiu metasedimentov, a preto vulkanoklastiká a bazické magmatity boli analyzované len vtedy, ak tvorili priamo súčasť sedimentárnej sekvencie.

Metasedimenty a vulkanoklastiká gelnickej skupiny boli regionálne metamorfované v P-T podmienkach nízkotlakovej fácie zelených bridlíc, to znamená pri teplote v rozsahu 350 – 370 °C a tlaku okolo 200 – 250 MPa (SASSI – VOZÁROVÁ, 1987; MAZZOLI – VOZÁROVÁ, 1989; FARYAD, 1991).

Metapieskovce a metasiltovce

Textúra týchto metasedimentov je najčastejšie nevrstevnatá, masívna, alebo horizontálne laminovaná, u metapieskovcov často gradačne zvrstvená. Prevládajúcou

minerálnou zložkou medzi detritickými zrnami je kremeň, a to monokryštalické, vulkanogénne a hrubo- i jemnozrné polykryštalické genetické typy. Pre monokryštalický kremeň je všeobecne určujúca vulkano-plutonická, prípadne vysoko-metamorfná proveniencia. V metapieskovcoch gelnickej skupiny je pomerne vysoký obsah kremeňa vulkanogénneho pôvodu v monokryštalickej frakcii, často so zachovanými vulkanogénnymi znakmi.

Živce sú v metapieskovcoch gelnickej skupiny všeobecne málo zastúpené (2 až 3 %). Reprezentujú ich predovšetkým relikty dvojčatne lamelovaných albitizovaných plagioklasov. Len sporadicky sú prítomné zrná ortoklasu a mikropertitu. Málo zastúpené relikty klastickej sludy (do 0,5 %) zodpovedajú najskôr zvyškom biotitu vulkanogénneho pôvodu.

Ďalšou skupinou detritických zŕn, významnou najmä z hľadiska stanovenia proveniencie, sú úlomky hornín. Všeobecne výrazne prevládajú úlomky kyslých vulkanitov nad úlomkami sedimentov, resp. metasedimentov. Medzi úlomkami hornín bolo možné rozlíšiť lydity, grafitovo-sericitové bridlice, siltovce, jemnozrné pieskovce a kremité bridlice. Vnútri časti úlomkov možno pozorovať výraznú prednostnú orientáciu kremeňa a fylosilikátov, líšiacu sa od orientácie fylosilikátov v rekrystalizovanej matrix. Svedčí to o ich presedimentárnej nízkostupňovej premene.

Keďže horniny gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia sú všeobecne regionálne premenené v P-T podmienkach spodnej časti fácie zelených bridlíc, musíme predpokladať, že časť úlomkov hornín sa pri týchto procesoch stala súčasťou matrix (pseudomatrix v zmysle DICKINSONA, 1970).

Na základe modálneho zloženia patria metapieskovce gelnickej skupiny i štóskeho súvrstvia do skupiny drôb (v zmysle klasifikácie PETTJOHNA – POTTERA – SIEVERA, 1972). Podľa pomerného zastúpenia kremeňa – živcov – úlomkov hornín zodpovedajú metapieskovce vlachovského súvrstvia litickým drobám a metapieskovce súvrstvia drnavského, Bystrého potoka i štóskeho ku kremenným a litickým drobám (podrobne sú metapieskovce gelnickej skupiny spracované v práci VOZÁROVEJ, 1993).

Fylity

Všeobecným znakom týchto hornín je ich výrazne bridličnatá textúra s rovnými hladkými plochami foliácie s ryhovaním, prípadne mikrovráskovaním, spôsobeným priečnou klivážou. Sú to jemnozrné horniny, zriedka s reliktnými pôvodnej sedimentárnej laminácie. Farba týchto metasedimentov je priamo závislá od ich minerálneho zloženia. Fylity s variabilným obsahom semigrafitu majú sivočiernu a čiernu farbu, naopak s prevahou sericitu alebo chloritu sivú, zelenosivú, prípadne svetlosivú. Relikty sedimentárnej horizontálnej laminácie reprezentujú pružky drobnozrnnej, grano-blastickej, prípadne lepidogranoblastickej štruktúry zloženej z kremeňa a sericitu (pôvodne detrit prachovej zrnitosti).

Najviac rozšírenú skupinu fylitov predstavujú fylity semigrafitovo-sericitové, charakterizované týmito kritickými minerálnymi asociáciami: muskovit + albit a muskovit + paragonit + albit. Vznik paragonitu bol zviazaný s horizontmi obohatenými o Al. V tomto chemicky ohraničenom systéme vzniklo v asociácii s para-



gonitom a muskovitom iba obmedzené množstvo albitu. Sprievodným minerálom je pyrofyilit.

V metapelitoch relatívne chudobnejších na Al a zároveň bohatších na kremitý detrit vznikol muskovit + albit za neprítomnosti paragonitu. Množstvo albitu je však v týchto metasedimentoch limitované všeobecne nízkym obsahom Na_2O .

Ďalšou pomerne bežnou skupinou sú chloritovo-sericitové fylity, charakterizované spoločnosťou minerálov: kremeň + chlorit + muskovit v sprievode malého množstva albitu, epidotu, rutilu a grafitovej substancie. Sporadicky bol v asociácii s kremeňom, chloritom a sericitom zistený i chloritoid. Vytvára postkinematické porfyroblasty v uzá-veroch pseudomikrovrások. Predpokladom vzniku chloritoidu je vysoký pomer Fe/Mg i obsah Al a naopak, nízky obsah K, Na a Ca.

V metapelitoch špecifického zloženia (vysoký pomer Fe/Mg súčasne s vysokým obsahom K) vznikol v asociácii s chloritom a muskovitom i zelenohnedý biotit. Protolit tohto typu fylitov boli pelity obohatené popolovým acidným pyroklastickým materiálom.

Kryštalické karbonáty

Horizonty so šošovkovitými telesami karbonátov sú súčasťou všetkých troch súvrství gelnickej skupiny (SNOFKO – IVANIČKA in BAJANÍK et al., 1983). Sú asociované s čiernymi fylitmi a lyditi vo vrchných častiach veľkých cyklov. Majú masívnu kryštalickú alebo horizontálne laminovanú textúru. Vzácné boli zistené textúry nízkoškálového šikmého zvrstvenia. Chemickým zložením zodpovedajú vápencom, dolomitom, magnezitom, ankeritom a sideritom, čo je odrazom kombinácie ich pôvodného zloženia a následných zložitých diageneticko-nízkometamorfných a hydrotermálne-metasomatických procesov.

Pri ich nízkometamorfnnej premene vznikli asociácie minerálov: kalcit + kremeň, kremeň + kalcit + dolomit ± mastenec. V laminách pôvodne fľovitého materiálu vznikol sericit + grafitový pigment s malým množstvom chloritu.

Lydity

Tvoria tenkovrstevnaté telesá (5 – 7 cm), často s náznakmi horizontálnej laminácie. Rytmičky sa striedajú s čiernymi grafitickými fylitmi. Pôvodná sedimentárna laminácia je v štruktúre lydítov odzrkadlená striedaním relatívne jemnozrnnejších prúžkov mikrogranoblastického agregátu kremeňa s hojným grafitovým pigmentom a s drobnými šupinkami sericitu, s prúžkami relatívne hrubozrnnejšieho kremitého agregátu, ochudobneného o grafitovú substanciu. V štruktúre boli zistené ojedinelé klastické zrná vulkanogénneho kremeňa a drobné oválne alebo okrúhle útvary vyplnené bielym kryštalickým kremeňom, ktoré reprezentujú relikty rekrystalizovaných schránok rádiolárií.

Pri nízkometamorfnnej premene lydítov vznikla jednoduchá asociácia minerálov: kremeň + grafit ± sericit ± rutil.

Metamorfované vulkanoklastiká

Vulkanoklastické horniny sa v študovaných profiloch striedajú s klastickými sedimentmi. Tvoria telesá variabilnej hrúbky s pozvoľnými prechodmi do nevulkanických sedimentov, a to vo všetkých troch súvrstviach gelnickej skupiny.

Vrstevné telesá vulkanoklastických sedimentov majú sedimentárne znaky turbiditovej sedimentácie – gradačné zvrstvenia, erozívne kontakty, závalky a roje intraklastov na báze vrstiev. Tieto redeponované vulkanoklastiká sú prevažne svetlosivej, prípadne svetlosivozelenej farby a hrubopiesčitej, prípadne drobnozlepcovej zrnitosti. Sú tlakovo deformované, majú bridličnatú textúru. Vulkanoklasty sú tvorené úlomkami blastofelzitovej štruktúry, tiež vulkanickým kremeňom, plagioklasom, mikropertitom, rozloženým biotitom, menej ortoklasom. Len vzácné boli zistené relikty rozloženého amfibolu. Plagioklasy sú na okrajoch dorastené novotvarmi albitu.

Matrix metavulkanoklastík je nerovnomerne zrnitá, drobnokryštalická, pôvodne kryštalovitroklastická. Pri nízkostupňovej regionálnej metamorfóze rekryštalizovala za vzniku tejto asociácie minerálov: kremeň + muskovit ± albit ± mikroklin; kremeň + muskovit + chlorit + albit ± epidot, kalcit. Pri vhodnom pomere $K_2O - MgO - FeO$ vznikol namiesto chloritu a muskovitu drobnošupinkovitý agregát biotitu. Z opakových minerálov je bežný ilmenit, ktorý je na okrajoch leukoxenizovaný, alebo lemovaný tenkým lemom novotvoreného titanitu. Svojím zložením zodpovedajú metavulkanoklastiká v gelnickej skupine redeponovaným ryolitovým a dacitovým tufom až tufitom. Malé množstvo z nich má afinitu ku kremitým andezitovým vulkanoklastikám.

Metamorfované bazické magmatické horniny

V študovaných profiloch sa bazické magmatické horniny v podobe malých telies našli na dvoch lokalitách, pričom obe telesá boli diametrálne odlišnej štruktúry a zloženia. Tieto horniny vystupujú v prostredí klastických flyšových facií s ostrými kontaktmi voči svojmu sedimentárnemu okoliu.

Metamorfované bazické telesá boli nájdené v doline Zadné Porče (profil č. XXI) a v oblasti kóty Strážny vrch, sz. od Nižného Medzeva (profil XXIII). Obe lokality sú situované v drnavskom súvrství. Charakter vystupovania týchto telies dovoľuje predpokladať, že genéza oboch je zviazaná s gravitačnými sklzmi, a teda ide o olisťolity. Viditeľné je to hlavne na lokalite Strážny vrch, kde je výskyt bazického telesa spojený s veľkým sklzovým telesom.

Bazické teleso v oblasti doliny Zadné Porče je polyfázovo premenené. Štruktúra tejto horniny je zložitá, reliktná, apodoleritová. V štruktúre vystupujú predovšetkým kryštály amfibolov, ktoré sú hruboprismatické a pozdĺž puklín a okrajov zrn značne premenené. Minerály premeny reprezentujú chlorit, epidot a v menšom množstve aktinolit. Ďalším reliktným minerálom sú plagioklasy. Prismatické kryštály s reliktními dvojčatných zrastov tvoria často komplikované prerastlice. Sú zastúpené v relatívne

malom množstve. Ich pôvodné zloženie nie je zachované, sú zmenené na albit. Asociácia minerálov chlorit + epidot + aktinolit vystupuje v priestoroch medzi reliktnými amfibolovými a plagioklasovými. Z femických minerálov je ďalej prítomný ilmenit v podobe relatívne veľkých tabuľkovitých kryštálov. Je taktiež na okrajoch premenený a lemovaný titanitom.

Petrograficky možno tieto horniny nazvať metamorfované hornblendity, ktoré mohli vzniknúť premenou pyroxenických gabier v dôsledku metasomatických premien v primárnom procese. Neskôr v podmienkach nízkostupňovej regionálnej metamorfózy fácie zelených bridlíc došlo ku vzniku asociácie minerálov chlorit + aktinolit + epidot.

Teleso v oblasti kóty Strážny vrch reprezentuje ultrabázickú horninu najprv serpentinizovanú, a potom premenenú v podmienkach fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu. Zachované sú relikty charakteristickej vláknito-mriežkovej textúry i veľké zrná bastitu. Makroskopicky sú to horniny jemnozrnné, takmer afanitické, zelenočiernej farby. Serpentinové minerály reprezentuje antigorit. Asociáciu nízkometamorfovaných minerálov reprezentuje chlorit, ihličkovitý amfibol tremolitovo-aktinolitového radu a sporadicky mastenec. V štruktúre týchto hornín je hojný magnetit v podobe drobných zŕn. IVAN (1991) tento metamorfovaný serpentinit považuje za metamorfovaný pikrit. Pôvodná hornina mala kumulátovú textúru a bola zložená z fenokrystov olivínu, menej flogopitu, klinopyroxénu, akcesorického chromitu a jemnozrnného skla. Metamorfóza v podmienkach fácie zelených bridlíc zmenila primárnu minerálnu asociáciu. Medzi metamorfovanými minerálmi autor taktiež opisuje antigorit, mastenec, chlorit, tremolit a magnetit. Na základe normalizovaného obrazu prvkov skupiny vzácnych zemín zaraďuje IVAN (l. c.) tento metamorfovaný pikritický bazalt k obohateným bazaltom stredoocéánskych chrbtov (E-MORB).

Litogeochemia metasedimentov gelnickej skupiny

Chemické zloženie hlavných typov metasedimentov gelnickej skupiny poukazuje na zákonitosti distribúcie prvkov v jednotlivých litofáciách a súvrstviach, ako i na väzbu týchto prvkov na príslušné minerálne súčiastky v horninách. Geochemická diferenciácia v metasedimentoch gelnickej skupiny odráža vývoj od procesu zvetrávania cez proces transportu a premývania vo vodnom prostredí až po vznik kalových prúdov, ktorých produkty boli objektom nášho štúdia.

Chemické zloženie sedimentov je všeobecne závislé od ich mineralogického zloženia a od veľkosti klastických zŕn. So znižovaním veľkosti klastického zrna všeobecne klesá množstvo SiO_2 a naopak, stúpa obsah K_2O a množstvo uvoľnenej vody. Variovanie ostatných makrokomponentov nie je natoľko závislé od zrnitosti triedy (PETTJOHN, 1963). Tento základný poznatok bol zistený i pri analýze klastických metasedimentov gelnickej skupiny.

Chemické zloženie metasedimentov gelnickej skupiny bolo charakterizované na základe kompletných silikátových analýz (tab. 1, 2, 3, 4) a skupiny mikroprvkov (tab. 7, 8, 9, 10), z ktorých boli stanovené: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Ag, Au, Cr, Ga, V, Ba, Sr, Zr a v časti vzoriek Sn, Rb.

Tab. 3 Obsah oxidov v horninách drnavského súvrstvia

metadroby

Č. vzorky	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	s. žih.	SO ₃
I/4	62,73	19,01	4,68	1,27	2,01	0,42	0,05	0,85	0,22	3,29	1,15	0,00	0,00	3,44	0,02
I/6	79,77	9,79	2,38	1,50	1,21	0,28	0,03	0,41	0,10	2,01	0,13	0,00	0,00	1,94	0,10
I/11	85,09	6,89	2,60	0,38	1,01	0,42	0,04	0,26	0,10	1,30	0,10	0,00	0,00	1,23	0,16
I/12	87,79	6,68	0,93	0,02	0,50	0,42	0,02	0,30	0,14	1,34	0,09	0,00	0,00	1,35	0,11
I/15	86,87	6,95	0,57	0,73	0,40	0,42	0,01	0,36	0,04	2,00	0,08	0,00	0,00	1,00	0,05
I/17	78,62	12,41	0,50	1,33	0,40	0,42	0,01	0,53	0,05	3,30	0,21	0,00	0,00	2,02	0,09
II/19	86,24	7,42	0,93	0,43	0,40	0,42	0,03	0,36	0,05	2,16	0,13	0,00	0,00	1,16	0,12
II/20	80,48	10,12	1,37	0,79	0,70	0,56	0,01	0,43	0,28	2,50	0,18	0,00	0,00	1,93	0,05
II/21	77,55	12,36	1,72	0,52	0,90	0,28	0,01	0,59	0,12	3,02	0,17	0,00	0,00	2,04	0,05
II/18	81,29	9,81	0,93	1,08	0,40	0,42	0,01	0,51	0,08	2,40	0,33	0,00	0,00	2,10	0,14
I/17	78,62	12,41	0,50	1,33	0,40	0,42	0,01	0,53	0,05	3,30	0,21	0,00	0,00	2,02	0,09
II/20	80,48	10,12	1,37	0,79	0,70	0,56	0,01	0,43	0,28	2,50	0,18	0,00	0,00	1,93	0,05
II/18	81,29	9,81	0,93	1,08	0,40	0,42	0,01	0,51	0,08	2,40	0,33	0,00	0,00	2,10	0,14
X/102	79,10	10,78	0,72	1,79	0,85	0,07	0,01	0,05	0,20	1,99	2,43	0,05	1,66	0,00	-
X/103	77,18	11,76	0,43	1,13	0,61	0,06	0,01	0,15	0,17	7,08	0,54	0,04	1,26	0,00	-
X/104	63,72	18,44	3,09	3,05	1,51	0,08	0,04	0,60	0,16	4,49	0,42	0,06	4,12	0,00	-
X/105	73,52	13,56	3,16	1,56	0,61	0,19	0,05	0,53	0,19	2,97	0,48	0,04	2,99	0,00	-
XI/107	87,78	7,21	0,14	0,85	0,28	0,09	0,06	0,18	0,17	1,51	0,37	0,03	1,06	0,00	-
XII/117	73,50	13,40	3,23	1,27	1,33	0,13	0,04	0,63	0,25	2,55	0,88	0,06	2,87	0,00	-
XII/118a	71,50	14,34	2,34	3,02	1,34	0,11	0,04	0,63	0,25	2,76	1,05	0,05	2,90	0,00	-
XXI/223	85,83	6,01	1,22	1,54	0,73	0,09	0,02	0,44	0,12	2,08	0,80	0,07	1,44	0,00	0,00
XXII/236	87,82	5,84	0,94	1,11	0,54	0,07	0,01	0,26	0,09	1,51	0,92	0,04	1,04	0,00	0,00
XXII/237	88,90	5,64	1,03	0,62	0,37	0,04	0,01	0,27	0,06	1,30	0,45	0,04	0,98	0,00	0,00
XV/147	78,29	10,61	2,90	4,14	1,01	0,11	0,02	0,56	0,08	2,13	0,65	0,21	1,55	2,10	0,02
XVII/168	81,61	9,77	1,03	1,80	0,82	0,20	0,01	0,15	0,15	2,07	1,21	0,00	0,00	1,63	0,00
X/99	77,32	10,90	2,66	0,97	1,29	0,18	0,03	0,48	0,26	2,72	0,37	0,08	2,58	0,00	-

metasilicové

I/1	67,33	16,71	4,69	1,20	1,72	0,42	0,07	0,58	0,14	2,67	0,87	0,00	0,00	2,63	0,04
I/20	65,19	18,71	3,52	0,90	1,61	0,42	0,01	0,85	0,17	4,30	0,25	0,00	0,00	3,33	0,05
II/18	69,43	15,40	3,23	1,18	1,51	0,28	0,01	0,72	0,16	3,84	0,17	0,00	0,00	3,12	0,21
X/100	69,84	14,47	3,66	1,53	1,72	0,16	0,06	0,53	0,25	2,97	1,11	0,07	3,44	0,00	-
XXI/228	68,65	16,71	3,31	2,26	1,50	0,18	0,03	0,30	0,15	3,39	0,89	0,02	2,55	0,00	0,00
XXIII/248	76,53	11,08	2,73	0,89	1,51	0,11	0,06	0,51	0,15	2,63	1,71	0,05	2,36	0,00	0,00
XXIII/269	56,99	22,13	5,28	1,75	2,11	0,09	0,06	0,80	0,16	5,41	0,64	0,13	4,34	0,00	0,00
XVII/167	81,93	8,97	0,71	1,80	1,03	0,21	0,02	0,19	0,14	1,68	1,23	0,00	0,00	1,50	0,00
XVII/170	61,58	20,41	2,10	3,70	1,97	0,34	0,06	0,02	0,16	4,10	1,45	0,00	0,00	3,47	0,00
XVII/173	66,64	17,02	1,96	3,66	1,62	0,25	0,07	0,29	0,17	2,93	2,12	0,00	0,00	2,72	0,00

metavulkanoklastická

VI/53	65,58	15,73	0,79	5,33	0,88	0,14	0,20	0,79	0,24	3,83	3,50	0,43	0,84	1,60	0,03
VI/54	67,40	15,01	3,17	2,16	1,61	0,26	0,06	0,77	0,24	3,17	4,57	0,27	0,30	0,98	0,00
VI/55	80,21	10,66	0,57	0,72	0,24	0,01	0,01	0,05	0,02	2,70	3,72	0,22	0,09	0,41	0,07
XXI/229	80,53	10,02	0,55	1,15	0,46	0,05	0,01	0,19	0,08	3,74	2,25	0,01	1,13	0,00	0,00
XXI/231	77,91	11,98	0,26	1,50	0,41	0,04	0,03	0,27	0,08	3,01	3,20	0,03	1,11	0,00	0,00
XV/146	71,69	15,12	0,58	0,99	0,15	0,04	0,00	0,05	0,03	8,51	2,43	0,14	0,41	0,69	0,01
XVII/171	59,69	19,23	2,30	4,07	4,23	0,34	0,08	0,17	0,21	2,61	3,53	0,00	0,00	3,18	0,00
XVII/172	56,28	23,10	2,20	3,66	2,40	0,55	0,09	0,19	0,17	6,24	0,49	0,00	0,00	3,89	0,00
XVII/174	76,58	12,02	0,12	0,81	1,42	0,21	0,02	0,12	0,06	4,92	1,54	0,00	0,00	1,81	0,00

bázické horniny

XXI/226a	49,78	16,15	0,00	8,88	7,45	11,02	0,21	0,98	0,21	0,06	2,91	0,05	2,32	0,00	0,00
XXI/226b	47,78	15,97	7,66	2,79	9,58	5,88	0,28	1,03	0,19	0,05	3,92	0,12	5,07	0,00	0,00
XXIII/244	41,39	5,86	7,74	7,01	25,82	3,13	0,20	0,54	0,07	0,03	0,07	0,20	7,82	0,00	0,00

fylity

I/2	64,36	16,84	5,90	1,50	2,21	0,28	0,05	0,77	0,15	2,88	0,27	0,00	0,00	3,67	0,06
I/3	66,16	18,74	1,94	2,05	1,31	0,28	0,02	0,85	0,17	4,01	0,29	0,00	0,00	3,39	0,07
I/5	63,78	18,00	5,41	1,08	1,92	0,42	0,04	0,82	0,18	3,03	1,28	0,00	0,00	3,13	0,05
I/7	64,51	18,58	4,08	1,35	1,82	0,42	0,03	0,81	0,23	3,32	0,77	0,00	0,00	3,25	0,04
I/10	65,65	17,46	4,82	0,70	1,81	0,28	0,02	0,78	0,21	2,80	1,02	0,00	0,00	3,47	0,04
I/13	64,09	18,40	3,52	1,57	2,01	0,42	0,01	0,82	0,13	3,80	0,30	0,00	0,00	3,90	0,05
I/17	72,64	15,73	0,52	1,52	0,80	0,42	0,01	0,64	0,06	4,22	0,21	0,00	0,00	2,60	0,14
II/21	67,16	17,41	1,52	1,02	1,21	0,42	0,01	0,92	0,17	3,84	0,23	0,00	0,00	3,35	0,05
II/18	69,43	15,40	3,23	1,18	1,51	0,28	0,01	0,72	0,16	3,84	0,17	0,00	0,00	3,12	0,21
I/17	72,64	15,73	0,57	1,52	0,80	0,42	0,01	0,64	0,06	4,22	0,21	0,00	0,00	2,60	0,14
II/20	65,19	18,71	3,52	0,90	1,61	0,42	0,01	0,85	0,17	4,30	0,25	0,00	0,00	3,33	0,05
X/98	67,10	16,04	4,10	1,10	1,76	0,29	0,05	0,45	0,21	4,40	0,69	0,05	3,63	0,00	-
X/101	63,64	18,63	2,30	2,40	2,42	0,10	0,06	0,38	0,17	5,18	0,39	0,03	3,97	0,00	-
XI/107a	81,14	11,63	0,29	1,37	0,51	0,04	0,00	0,33	0,10	3,30	0,39	0,07	0,53	0,00	-
XII/118b	57,30	21,95	5,24	1,93	2,09	0,15	0,06	0,60	0,15	4,51	1,07	0,04	4,83	0,00	0,00
XXI/222	60,43	19,56	3,08	3,72	2,43	0,09	0,06	0,76	0,23	4,77	0,51	0,13	4,19	0,00	0,00
XXI/224	57,22	21,60	4,80	2,45	2,47	0,06	0,08	0,72	0,15	5,05	0,98	0,15	4,19	0,00	0,00
XV/145	67,05	16,05	4,06	5,91	1,38	0,14	0,04	0,94	0,11	4,23	0,87	0,21	2,50	2,98	0,01
XV/148	62,20	18,61	5,65	7,72	1,71	0,16	0,06	0,99	0,12	3,48	1,18	0,24	2,72	3,47	0,01
XVII/166b	65,82	18,60	0,94	2,65	1,65	0,26	0,02	0,22	0,15	4,10	2,21	0,00	0,00	3,01	0,00
XVII/169	57,49	22,40	2,50	4,94	2,14	0,24	0,07	0,25	0,16	4,73	1,12	0,00	0,00	2,93	0,00
XVII/172a	55,80	21,20	2,20	4,76	3,20	2,22	0,10	0,12	0,23	4,60	1,16	0,00	0,00	3,93	0,00

lydy

II/107b	91,86	4,32	0,07	0,64	0,18	0,07	0,00	0,43	0,08	0,99	0,30	0,05	0,81	0,00	-
III/119	89,16	4,78	0,07	0,34	0,39	0,06	0,01	0,25	0,17	1,24	0,34	0,05	2,78	0,00	0,00
XXIII/246	84,19	6,05	0,00	2,53	1,22	0,43	0,02	0,33	0,48	1,89	0,06	0,10	2,85	0,00	0,00
XVII/166a	89,42	3,70	0,63	0,29	0,27	0,15	0,05	0,27	0,80	1,07	0,06	0,00	0,00	2,79	0,00

Tab. 4 Obsah oxidov v horninách štóského súvrstvia

fylity

Č. vzorky	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	s. žih.	SO ₃
VIII/79	61,89	18,45	3,76	2,97	2,21	0,07	0,04	0,90	0,11	3,86	2,28	0,25	0,48	2,75	0,02</

Tab. 1 Obsah oxidov v horninách vlahovského súvrstvia

metadroby

Č. vzorky	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	s. žih.	SO ₃
IX/90A	69,52	4,90	1,15	1,87	0,57	0,03	0,02	0,31	0,05	0,98	0,36	0,24	0,17	1,06	0,02
IX/90B	91,48	3,83	1,15	1,78	0,29	0,01	0,02	0,23	0,05	0,74	0,30	0,22	0,16	0,57	0,01
IX/90C	91,26	4,23	1,43	1,64	0,34	0,01	0,02	0,26	0,05	0,80	0,40	0,26	0,13	0,81	0,00
IX/91	89,28	5,04	0,94	2,20	0,49	0,01	0,02	0,32	0,05	0,98	0,42	0,24	0,19	0,79	0,01
IX/94	87,01	6,01	1,65	2,70	0,62	0,03	0,02	0,36	0,08	1,12	0,42	0,24	0,17	1,01	0,01
XVI/149a	95,03	0,98	1,27	0,13	0,42	0,21	0,01	0,15	0,12	0,60	0,45	0,11	0,00	0,61	0,00
XVI/155a	92,96	2,79	0,00	1,20	0,37	0,23	0,01	0,47	0,20	0,68	0,46	0,05	0,00	0,78	0,00
XVI/155b	68,63	18,66	2,39	0,16	1,30	0,27	0,02	0,20	0,10	3,66	1,61	0,03	0,00	1,71	0,00
XVI/162a	69,89	13,99	2,84	0,66	1,48	0,90	0,08	0,61	0,26	1,34	5,83	0,02	0,00	1,71	0,00
XIII/120	84,15	7,41	2,07	3,04	0,89	0,07	0,02	0,55	0,06	1,52	0,26	0,22	1,20	1,73	0,01
XIII/124	88,43	5,63	1,30	1,71	0,72	0,09	0,01	0,37	0,06	1,24	0,17	0,24	0,92	1,26	0,01
XIII/125	68,45	16,16	2,25	4,63	1,50	0,12	0,01	0,84	0,10	4,17	0,17	0,43	2,72	3,56	1,39
XIII/126	90,31	4,48	1,38	1,91	0,41	0,07	0,01	0,31	0,04	0,62	0,53	0,27	0,69	1,00	0,01
XIII/128	81,20	9,37	2,32	3,06	0,82	0,09	0,01	0,37	0,06	1,24	0,17	0,24	0,92	1,26	0,01
XIV/131	89,05	5,32	1,01	1,79	0,41	0,07	0,01	0,33	0,04	0,97	0,63	0,19	0,73	1,08	0,01
XIV/132	88,73	5,42	1,16	1,87	0,56	0,11	0,01	0,34	0,08	1,20	0,17	0,29	0,71	1,20	0,01
XIV/133	69,26	15,33	3,48	5,45	1,58	0,12	0,02	0,79	0,08	2,98	1,33	0,31	2,25	2,77	0,01
XIV/134	81,64	8,92	1,16	1,62	2,08	0,13	0,01	0,56	0,09	2,46	0,01	0,21	1,64	2,16	0,01
XIV/135	81,70	8,62	2,61	3,55	0,79	0,27	0,03	0,56	0,07	1,57	0,89	0,26	1,02	1,65	0,01
XIV/137	87,53	6,05	1,16	1,80	0,47	0,09	0,01	0,42	0,05	1,36	0,87	0,23	0,79	1,04	0,01
XXV/27b	81,60	10,20	0,55	2,30	0,84	0,03	0,02	0,40	0,14	1,35	1,55	0,00	0,00	1,30	0,00

metavulkanoklastiká

XVI/152	64,83	16,35	0,00	4,66	2,86	1,84	0,06	0,26	0,18	3,76	2,66	0,01	0,00	2,17	0,00
XVI/152b	69,02	15,04	3,60	0,18	1,84	0,72	0,05	0,15	0,16	0,67	6,98	0,02	0,00	1,53	0,00
XVI/164	66,58	16,29	3,11	0,65	2,37	0,73	0,05	0,16	0,31	3,06	4,06	0,01	0,00	2,29	0,00

metasiltove

XVI/149b	66,59	16,59	4,60	0,41	1,75	0,34	0,03	0,70	0,17	4,54	1,16	0,02	0,00	2,99	0,00
XIII/121	68,32	15,92	3,77	5,46	1,44	0,19	0,03	0,85	0,12	3,24	1,07	0,22	2,44	3,06	0,01
XIII/122	71,29	14,70	2,75	4,35	1,15	0,09	0,03	0,74	0,07	3,28	0,80	0,44	2,48	3,19	0,01
XIII/123	61,68	19,30	5,15	6,89	1,89	0,19	0,04	0,91	0,11	3,62	1,34	0,37	3,31	3,74	0,03
XIII/127	62,62	18,66	4,86	7,03	1,66	0,20	0,04	0,94	0,14	3,59	1,35	0,32	2,82	3,47	0,02
XIV/136	64,89	17,23	3,62	6,22	1,53	0,17	0,04	0,97	0,12	3,88	1,51	0,46	2,18	3,12	0,01
XIV/139	62,58	19,26	3,99	6,01	1,60	0,14	0,03	0,96	0,12	3,87	1,55	0,28	2,92	3,59	0,02
XIV/140	81,74	8,98	1,67	2,81	0,75	0,11	0,02	0,59	0,07	1,78	1,36	0,17	1,11	1,50	0,01
XXV/272	74,50	12,40	1,60	3,00	1,44	0,03	0,04	0,30	0,14	1,90	1,63	0,00	0,00	2,60	0,00

hydity

XVI/150b	95,44	0,54	0,71	0,04	0,18	0,21	0,01	0,16	0,17	0,77	0,06	0,05	0,00	1,60	0,10
XVI/151	94,39	1,22	0,54	0,48	0,21	1,34	0,01	0,11	0,33	0,36	0,03	0,06	0,00	0,80	0,00
XVI/158	92,24	2,64	0,40	0,60	0,29	0,26	0,01	0,06	0,12	0,83	0,04	0,17	0,00	2,31	0,00
XIV/130	94,96	1,59	0,14	1,11	0,17	0,24	0,00	0,08	0,22	0,50	0,04	0,15	0,44	0,88	0,01
XIV/130a	96,42	1,16	0,22	0,55	0,19	0,03	0,00	0,06	0,03	0,33	0,01	0,11	0,79	0,93	0,01

fylity

IX/97	64,42	17,64	3,10	2,39	1,75	0,15	0,03	1,01	0,12	4,50	1,46	0,39	0,25	2,78	0,01
XVI/150	63,30	19,37	3,68	0,74	1,89	0,22	0,13	0,35	0,20	4,92	1,00	0,14	0,00	4,07	0,00
XVI/153	56,97	22,94	0,00	5,10	3,07	0,36	0,09	0,36	0,24	5,63	0,48	0,14	0,00	4,23	0,86
XVI/154	54,83	23,93	4,58	0,43	3,27	0,30	0,11	0,67	0,16	5,46	1,24	0,01	0,00	4,88	0,00
XVI/156	60,25	22,60	4,41	1,36	1,71	0,39	0,07	0,39	0,19	3,37	1,60	0,02	0,00	3,41	0,00
XVI/157	56,91	23,72	3,45	2,70	2,23	0,33	0,09	0,35	0,17	4,21	1,65	0,03	0,00	3,85	0,00
XVI/159	68,60	15,82	3,86	1,63	1,71	0,30	0,05	0,22	0,20	2,68	1,95	0,02	0,00	2,90	0,00
XVI/162b	59,95	22,62	4,83	0,74	1,78	0,32	0,03	0,28	0,16	5,26	0,28	0,02	0,00	3,64	0,00
XVI/163	56,90	22,95	5,59	1,00	2,30	0,35	0,05	0,13	0,17	5,67	0,46	0,01	0,00	4,01	0,00
XIII/129	63,77	18,16	3,26	4,28	3,29	0,19	0,01	0,95	0,15	4,80	0,09	0,25	2,99	4,00	0,01
XIV/138	61,22	19,47	5,07	7,19	1,83	0,18	0,04	0,95	0,14	3,67	1,27	0,26	3,24	3,74	0,02
XVIII/179a	68,70	15,50	1,00	3,50	2,93	0,08	0,05	0,66	0,23	3,15	0,70	0,00	0,00	3,10	0,00
XVIII/179c	62,20	19,10	1,20	3,55	3,20	0,15	0,08	0,72	0,20	4,70	0,30	0,00	0,00	4,00	0,00
XVIII/179e	55,80	20,60	2,60	5,50	2,40	0,14	0,30	0,72	0,28	5,00	2,12	0,00	0,00	4,00	0,00

Tab. 2 Obsah oxidov v horninách súvrstvia Bystrého potoka

metadroby

Č. vzorky	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Feo	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	s. žih.	SO ₃
VII/61A	82,60	6,36	3,17	1,54	1,01	0,21	0,05	0,72	0,13	0,44	1,47	0,19	0,48	1,10	0,01
VII/65	91,80	3,76	0,61	0,33	0,22	0,01	0,01	0,10	0,05	0,88	0,74	0,13	0,28	0,41	0,08
VII/73	82,93	7,73	2,26	1,19	0,90	0,01	0,02	0,47	0,08	1,54	0,90	0,12	0,29	1,29	0,02
VII/74A	69,99	16,35	1,72	1,91	1,26	0,01	0,03	0,46	0,07	4,52	0,32	0,29	0,29	2,63	0,02
VII/74B	72,47	13,81	2,37	1,78	1,40	0,03	0,03	0,73	0,09	2,84	1,38	0,35	0,32	2,12	0,04
XXIV/260	89,23	3,76	1,61	0,31	1,26	0,40	0,03	0,25	0,22	0,64	1,05	0,06	1,16	0,00	0,00
XIX/191	73,96	12,42	1,77	2,70	1,38	0,35	0,37	0,60	0,12	1,85	1,83	0,13	0,00	2,25	-
XIX/206a	80,95	6,99	0,25	4,55	1,68	1,15	0,23	0,50	0,17	1,00	1,10	0,04	0,00	1,45	-
XIX/208	70,96	11,87	0,21	7,45	1,13	0,20	0,40	0,88	0,19	2,80	1,25	0,06	0,00	2,49	-
XV/143	83,20	7,73	2,10	3,44	0,86	0,09	0,02	0,55	0,07	1,62	0,52	0,16	1,20	1,61	0,01
XX/215	77,82	10,61	2,95	0,86	1,08	0,21	0,07	0,47	0,19	1,76	1,04	0,09	2,29	2,36	0,04
XIX/182	74,36	12,44	0,29	4,45	0,90	0,40	0,04	0,50	0,21	2,00	0,70	0,04	0,00	2,55	-
X/99	77,32	10,90	2,66	0,97	1,29	0,18	0,03	0,48	0,26	2,72	0,37	0,08	2,58	0,00	-

metasiltove

VII/61B	72,98	11,90	4,37	1,92	1,33	0,17	0,07	0,92	0,18	1,84	1,51	0,29	0,44	1,88	0,02
VII/62A	48,11	14,70	6,00	1,64	6,62	7,71	0,15	1,10	0,42	0,22	3,57	0,31	0,26	8,97	0,03
XIX/187	75,03	11,28	0,36	4,49	1,43	0,25	0,70	0,58	0,21	1,05	1,80	0,05	0,00	2,65	-
XIX/200	71,16	14,49	0,18	2,99	2,15	1,20	0,28	0,73	0,22	1,45	1,23	0,19	0,00	3,50	-
XX/210	63,78	18,59	4,96	0,94	1,50	0,16	0,07	0,66	0,18	3,20	1,90	0,04	2,94	3,06	0,03
XX/211	65,27	16,94	3,59	2,01	1,94	0,14	0,03	0,92	0,17	3,34	1,66	0,03	3,03	3,17	0,03
XX/212	67,82	15,70	4,10	1,29	1,45	0,66	0,04	0,85	0,27	2,96	1,24	0,03	2,73	2,82	0,04
XX/213	66,22	17,81	3,10	2,23	0,98	0,31	0,06	0,96	0,27	3,55	0,56	0,25	3,11	3,21	0,03
XX/219	69,33	14,90	3,45	2,28	1,25	0,37	0,06	0,90	0,16	3,50	0,32	0,04	2,67	2,76	0,03

metavulkanoklastiká

Makroprvky

SiO_2 . Najvyšší priemerný obsah SiO_2 bol zistený v lyditoch (tab. 5), pričom obsah v nich v smere od starších lyditov k mladším klesá (94,69 % – v.; 94,42 % – B. p.; 88,66 % – d.). Obdobný trend bol zistený i v metapieskovcoch, pričom celkové množstvá sú, samozrejme, nižšie (84,15 → 79,63 → 79,82). Tento vyšší obsah SiO_2 v metapieskovcoch vlachovského súvrstvia odráža nielen vyšší obsah detritických zŕn kremeňa, ale predovšetkým úlomkov z acidných felzitov. V skupine metasiltovcov je obsah takmer vyrovnaný a u fylitov pozorujeme, naopak, mierne stúpanie obsahu SiO_2 v smere do nadložia. Jeho obsah je však vo fylitoch priamo úmerný objemu detritickej, pôvodne prachovitej prímеси kremenných zŕn. Hodnota pomeru SiO_2/Al_2O_3 je podľa KUKALA (1962) kritériom stanovenia obsahu klastickej prímеси detritických zŕn. Priemerné hodnoty nad 3 vo všetkých troch súvrstviach gelnickej skupiny (3,72 – d.; 3,82 – B. p.; 3,10 – v.; 3,52 – š.) signalizujú obsah detritu vyšší ako 25 %.

Al_2O_3 . Najvyššie priemerné hodnoty výskytu Al_2O_3 sú vo fylitoch. Fylity vlachovského súvrstvia majú priemerný obsah 20,27 %. Smerom do mladších súvrství obsah Al_2O_3 klesá v priemere o 2 %. Na základe hodnoty pomeru Al_2O_3/Na_2O (tab. 6), ktorá vyjadruje stupeň chemickej zrelosti, patria všetky klastické metasedimenty gelnickej skupiny k nezrelým sedimentom. Relatívne chemicke najzrelejšie sú metasedimenty vlachovského súvrstvia (priemerné hodnoty pre metadroby 58, fylity 41, metasiltovce 13) a najmenej zrelé metasedimenty súvrstvia Bystrého potoka (metadroby 12, fylity 25, metasiltovce 16) a štóskeho súvrstvia (metasiltovce 6, fylity 16). I keď v drnavskom súvrství opäť priemerná hodnota pomeru Al_2O_3/Na_2O stúpa (metadroby 38, fylity 41, metasiltovce 29), v porovnaní s vlachovským súvrstvím je hlavne v metadrobach nižšia. Tento fakt potvrdzuje klesanie zrelosti metapieskovcov v gelnickej skupine v smere od spodnej do vrchných častí, ako to bolo zistené na základe ich petrologickej analýzy, ale i zloženia asociácie ťažkých minerálov (VOZÁROVÁ, 1993).

TiO_2 . Obsah TiO_2 je relatívne najvyšší vo fylitoch súvrstvia Bystrého potoka ($x = 0,87$; $n = 22$). Všeobecne jemnozrnné klastické sedimenty – fylity a metasiltovce – majú vyšší priemerný obsah TiO_2 ako metapieskovce. Hodnota pomeru TiO_2/Al_2O_3 , ktorá je taktiež ukazovateľom zrelosti sedimentov (tab. 6), je v metasedimentoch gelnickej skupiny i štóskeho súvrstvia nízka (menej ako 0,1). Klesanie tejto hodnoty, a teda i zrelosti metapieskovcov je možné pozorovať opäť smerom od vlachovského k drnavskému a štóskemu súvrstviu (0,07 → 0,06 → 0,04 → 0,02).

FeO, Fe_2O_3 . Množstvá oxidov železa výrazne stúpajú v skupine fylitov a metasiltovcov v porovnaní s relatívne hrubozrnnějšími klastikami. V metasedimentoch gelnickej skupiny všeobecne prevláda dvojmocné železo nad trojmocným s výnimkou vlachovského súvrstvia, kde obsah FeO klesá priamo úmerne so stúpajúcim obsahom Fe_2O_3 (obr.6). Tento rozdiel je pravdepodobne odzrkadlením pôvodného sedimentačného prostredia.

MnO . Je zastúpený všeobecne v malých množstvách. Relatívne vyššie hodnoty (viac ako 0,1 %) boli zistené v metasedimentoch súvrstvia Bystrého potoka. Obsah MnO je porovnateľný s údajmi pre klastické sedimenty, udávanými v literatúre.

Tab. 5 Priemerné chemické zloženie metasedimentov gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
drnavské súvrstvie	metadroby	79,82	10,45	1,33	1,59	0,27	0,78
	fylity	65,04	18,06	2,42	3,19	0,35	1,76
	metasiltovce	68,41	16,16	1,89	3,12	0,25	1,63
	lydity	88,66	4,71	0,95	0,19	0,18	0,52
	metavulkanoklastiká	70,65	14,76	2,27	1,17	0,18	1,31
súvrstvie Bystrého potoka	metadroby	79,63	9,24	2,37	1,73	0,24	1,11
	fylity	63,71	17,67	2,95	3,64	0,43	1,75
	metasiltovce	66,63	15,15	2,20	3,35	1,22	2,07
	lydity	94,42	2,1	0,43	0,29	0,16	0,28
	metavulkanoklastiká	67,97	14,46	2,76	2,14	1,21	1,60
vlachovské súvrstvie	metadroby	84,15	7,78	2,15	1,58	0,14	0,81
	fylity	60,99	20,27	2,87	3,33	0,25	2,38
	metasiltovce	68,25	15,89	4,69	3,56	0,16	1,47
	lydity	94,69	1,43	0,56	0,40	0,42	0,21
	metavulkanoklastiká	66,81	15,89	2,24	1,83	2,36	1,10
štóske súvrstvie	metasiltovce	72,75	13,76	1,85	2,07	0,11	1,17
	fylity	62,99	18,21	2,28	4,17	0,11	1,93
	metadroby	59,12	20,77	3,32	3,66	0,18	1,87

Pozn.: * — hodnoty, ktoré neboli stanovené vo všetkých vzorkách daného súboru

K₂O. Priemerný obsah K₂O je všeobecne vyšší v jemnozrnných metasedimentoch v dôsledku vyššieho obsahu nízkometamorfovaného sericitu. Najvyšší obsah je vo fylitoch vlachovského súvrstvia, čo je priamym odrazom relatívne chemicky zrelšieho ílovitého detritu. To priamo úmerne zodpovedá i vyššiemu obsahu Al₂O₃ a TiO₂ vo fylitoch tohto súvrstvia. Obsah K₂O v metapieskovcoch stúpa s množstvom pseudomatrix, a teda v tomto prípade odzrkadľuje nielen obsah pôvodnej ílovej matrix, ale i úlomkov bridlíc. V takomto prípade stúpanie množstva K₂O odráža vlastne štruktúrnu nezrelosť metapieskovca, keďže počas nízkometamorfnej premeny úlomky bridlíc spolu s pôvodnou matrix rekryštalizovali na sericitový agregát.

Na₂O. Obsah Na₂O je opäť relatívne vyšší v jemnozrnných sedimentoch. Všeobecne je však nízky s výnimkou metavulkanoklastík, kde dosahuje viac ako 3 %. Vo fylitoch a tiež v metasiltovcoch je ovplyvnený prítomnosťou nízkometamorfovaného paragonitu. V metapieskovcoch jeho množstvo klesá, pretože obsahujú pomerne málo živcového detritu (albitizované plagioklasy). Hodnota pomeru K₂O/Na₂O je v metasedimentoch gelnickej skupiny (hlavne vo vlachovskom a drnavskom súvrství) vysoká, čo je zrejme dôsledkom prítomnosti kyslého vulkanického materiálu v protolite a následného vzniku sericitu pri regionálnej nízkostupňovej metamorfóze.

pokračovanie tab. 5

TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	* SO ₃	* H ₂ O ⁻	* H ₂ O ⁺	* Str. žih.	
0,42	0,02	0,14	2,56	0,54	0,08	0,06	1,99	1,87	n = 25
0,65	0,04	0,16	4,03	0,71	0,07	0,12	3,32	3,26	n = 22
0,48	0,05	0,17	3,39	1,04	-	0,07	3,17	2,79	n = 10
0,32	0,03	0,38	1,30	0,19	-	0,07	2,15	-	n = 4
0,29	0,06	0,13	4,30	2,80	-	0,18	0,65	1,79	n = 9
0,52	0,11	0,13	1,81	1,05	0,03	0,15	0,79	1,77	n = 11
0,87	0,14	0,21	3,32	1,64	0,04	0,14	2,43	3,54	n = 22
0,85	0,16	0,23	2,35	1,53	0,03	0,14	2,17	3,56	n = 9
0,10	0,03	0,09	0,46	0,06	0,01	0,04	0,80	0,70	n = 3
0,54	0,26	0,22	2,95	3,82	-	0,16	1,38	2,93	n = 9
0,42	0,02	0,09	1,53	0,85	0,10	0,22	0,91	1,45	n = 21
0,55	0,08	0,19	4,50	1,04	0,23	0,12	-	3,76	n = 14
0,77	0,03	0,12	3,30	1,31	0,02	0,29	2,47	3,03	n = 9
0,09	-	0,17	0,56	0,04	-	0,12	-	1,30	n = 5
0,05	0,19	0,22	2,50	4,57	0,00	0,01	-	2,00	n = 3
0,61	0,04	0,12	2,32	2,74	0,03	0,25	0,86	1,61	n = 4
0,61	0,07	0,21	3,66	1,50	-	0,18	3,23	-	n = 7
0,45	0,05	0,22	4,91	1,07	-	0,03	4,42	-	n = 1

CaO. Obsah CaO v celom súbore metasedimentov je všeobecne veľmi nízky. Zodpovedá hodnotám, ktoré sú v literatúre udávané pre sedimenty ortokvarcitového radu. Je to spôsobené tým, že v študovaných sedimentoch nebol prítomný pôvodne kalcitový cement. Detritické živce boli kyslé, s nízkym obsahom CaO.

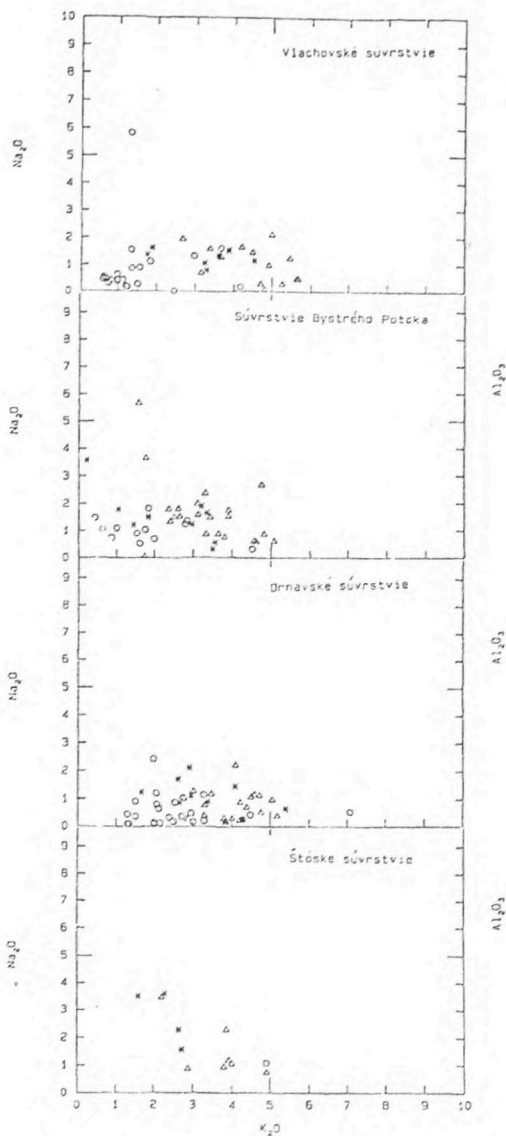
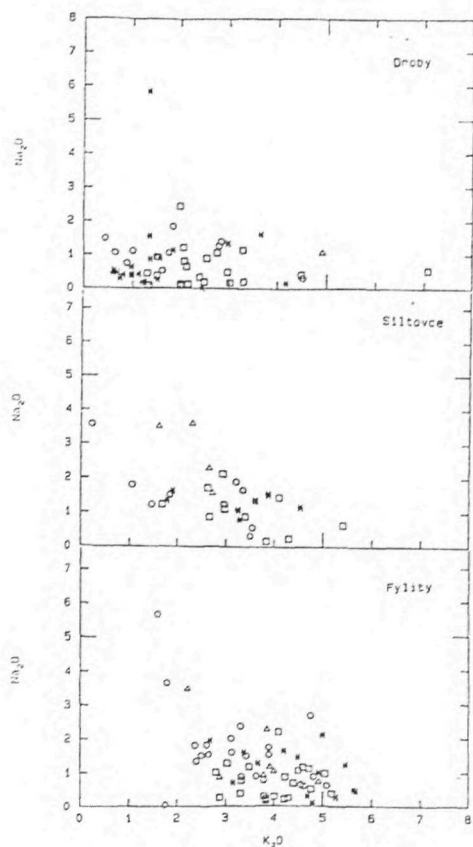
MgO. Obsah MgO stúpa v závislosti od obsahu nízkometamorfovaného chloritu. Je všeobecne vyšší vo fylitoch a metasiltovcoch než v metapieskovcoch. Jeho množstvá v metapieskovcoch zodpovedajú údajom, ktoré sú v literatúre udávané pre droby a subdroby (PETTJOHN, 1963).

P₂O₅. Jeho obsah je priamo závislý od množstva detritického alebo nízkometamorfovaného apatitu.

Na základe makroelementov možno pozorovať rozdiely jednak medzi jednotlivými typmi metasedimentov v danom súbore, jednak medzi rovnakými litologickými typmi v rámci jednotlivých súvrství. Na diagramoch Na₂O/K₂O (obr. 2, 3) pozorujeme relatívne obohatenie fylitov o alkálie, a to o Na₂O i K₂O. Droby sú relatívne najchudobnejšie. Vo všetkých typoch metasedimentov výrazne prevláda K₂O nad Na₂O s výnimkou slabometasomaticky premenených variet (okolo 6 % Na₂O; vz. XVI/162a). K₂O je viazaný na nízkometamorfovaný sericit. Na₂O je prítomný v klastických zrnách albitizovaných plagioklasov a hlavne v paragonite, ktorý je prítomný vo fylitoch a metasiltovcoch.

Tab. 6 Priemerné hodnoty základných parametrov v metasedimentoch gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia

		$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$	CaO/MgO	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O}}$	
drnavské súvrstvie	metadroby	-	0,04	37,57	0,47	9,27	12,36	n = 25
	fylity	3,72	0,04	40,78	0,21	9,45	10,30	n = 22
	metasiltovcy	-	0,03	28,69	0,15	6,49	7,74	n = 10
	lydity	-	0,07	38,04	0,36	14,07	9,99	n = 4
súvrstvie Bystreho potoka	metadroby	-	0,06	11,88	0,18	2,63	5,47	n = 11
	fylity	3,82	0,05	25,51	0,25	4,88	6,86	n = 22
	metasiltovcy	-	0,06	15,67	0,36	2,93	6,60	n = 9
	lydity	-	0,06	174,0	0,45	35,75	6,83	n = 3
váchovské súvrstvie	metadroby	-	0,07	58,38	0,18	15,19	6,30	n = 21
	fylity	3,10	0,03	41,22	0,12	10,00	7,54	n = 14
	metasiltovcy	-	0,05	12,65	0,11	2,66	6,96	n = 9
	lydity	-	0,10	54,28	2,0	18,22	7,99	n = 5
štóske súvrstvie	metasiltovcy	-	0,05	5,71	0,09	1,00	4,45	n = 4
	fylity	3,52	0,03	16,36	0,06	3,39	6,94	n = 7
	metadroby	-	0,02	19,41	0,10	4,59	8,73	n = 1

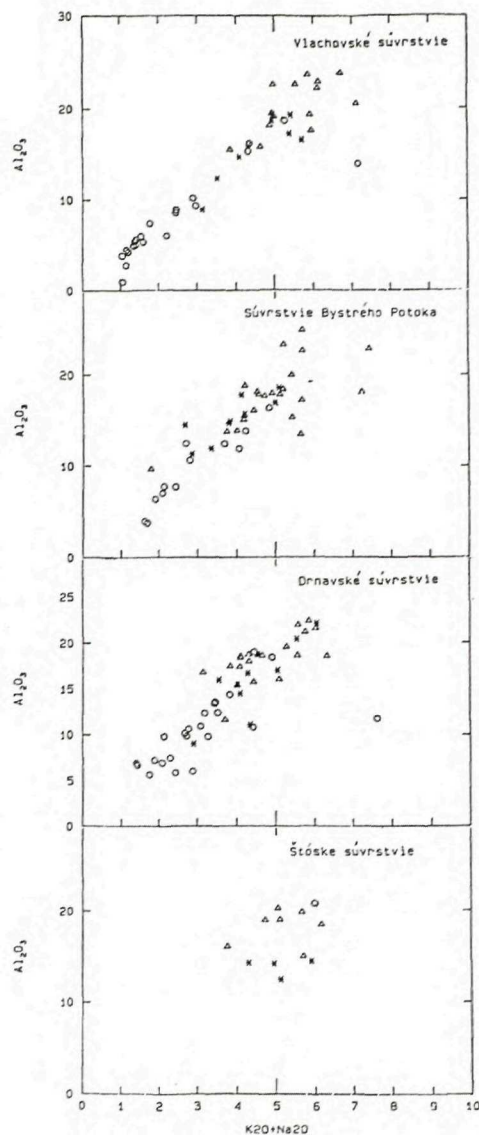
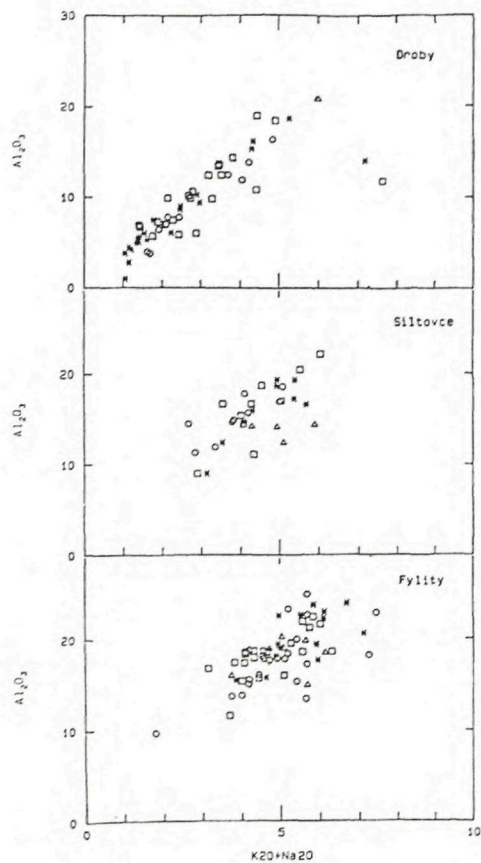


Obr. 2 Vzťah alkálií $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ [%] v jednotlivých litostratigrafických jednotkách gelnickej skupiny a štóského súvrstvia

Vysvetlivky: prázdny krúžok — súvrstvie Bystrého potoka, prázdny štvorec — drnavské súvrstvie, hviezdica — vlachovské súvrstvie, prázdny trojuholník — štóske súvrstvie

Obr. 3 Vzťah $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ [%] vyjadrený na základe zloženia hlavných typov metasedimentov v jednotlivých súvrstviach gelnickej skupiny a štóskom súvrstvi

Vysvetlivky: prázdny krúžok — metadroby, hviezdica — metasiltovce, prázdny trojuholník — fylity



Obr. 4 Diagram vyjadrujúci vzťah $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O)$ [%] v hlavných typoch metasedimentov gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia

Vysvetlivky ako na obr. 2

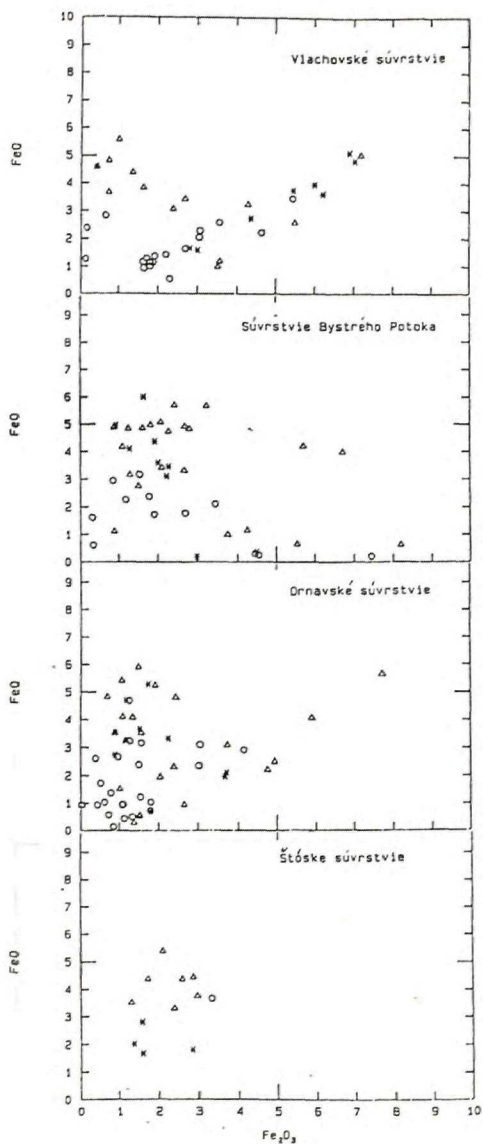
Obr. 5 Vzťah $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O)$ [%] vyjadrený pre jednotlivé litostratigrafické jednotky gelnickej skupiny a štóske súvrstvie

Vysvetlivky ako na obr. 3

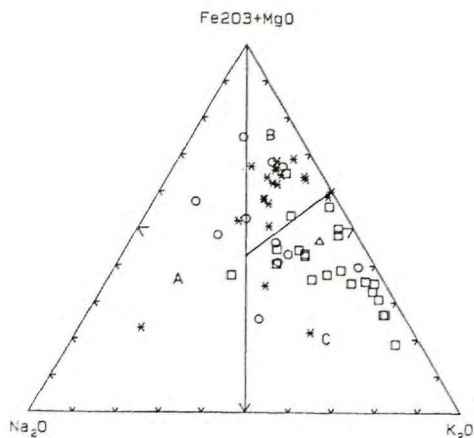
Ak porovnáваме obsah alkálií v jednotlivých súvrstviach (obr. 3), pozorujeme ich relatívne výraznejšie zastúpenie v súvrství Bystrého potoka a v štóskom súvrství (a to opäť predovšetkým vo fylitoch a metasiltovcoch). V metadrobách je vo všetkých troch súvrstviach gelnickej skupiny obsah alkálií približne rovnaký, jedine obsah Na_2O v metadrobách súvrstvia Bystrého potoka mierne stúpa. Z týchto vzťahov vyplýva, že prevažná časť alkálií je viazaná na nízkometamorfné sludy – sericit a paragonit. Platí to i pre metadroby zo súvrstvia Bystrého potoka, pretože sú relatívne jemnozrnejšie a obsahujú vyššie percento pseudomatrix, teda potencionálne i možný vyšší obsah paragonitu.

Priama závislosť obsahu alkálií od fylosilikátov je dobre dokumentovaná vzťahom $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Na všetkých diagramoch, či už podľa jednotlivých litologických typov (obr. 4), alebo podľa litostratigrafických jednotiek (obr. 5), pozorujeme výraznú pozitívnu koreláciu medzi Al_2O_3 a alkáliami. V rámci jednotlivých súvrství platí pravidlo, že obsah alkálií i Al_2O_3 stúpa s klesajúcou zrnitosťou sedimentov. Pri porovnaní metadrôb z jednotlivých súvrství sa však prejavuje výrazný trend stúpania obsahu alkálií i Al_2O_3 v smere od starších súvrství k mladším, čo je opačný trend, ako bolo zistené na základe asociácie ťažkých minerálov. Potvrzuje to však petrofaciálna analýza pieskovcov – relatívne stúpajúci trend zastúpenia sedimentárnych a metasedimentárnych úlomkov voči vulkanoklastickým (VOZÁROVÁ, 1993). Tie však počas regionálnej nízkostupňovej metamorfózy v značnej miere prechádzajú do pseudomatrix, takže pri analýze zloženia zŕn pieskovcov sú ťažšie identifikovateľné. Prejavuje sa to v chemickom zložení pieskovca – stúpaním obsahu Al_2O_3 a alkálií. Túto domnienku potvrdzuje porovnávajúci diagram fylitov, kde chemicky najzrelšie fylity pochádzajú z vlachovského súvrstvia. Vzťah $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}/\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O}$ bol použitý ako hodnota indikujúca prínos flu z vulkanických oblúkov (in KUKAL, 1986). V súvrstviach gelnickej skupiny dosahuje tento parameter vyššie hodnoty (5 – 12; tab. 6), čo je v zhode s interpretáciou proveniencie.

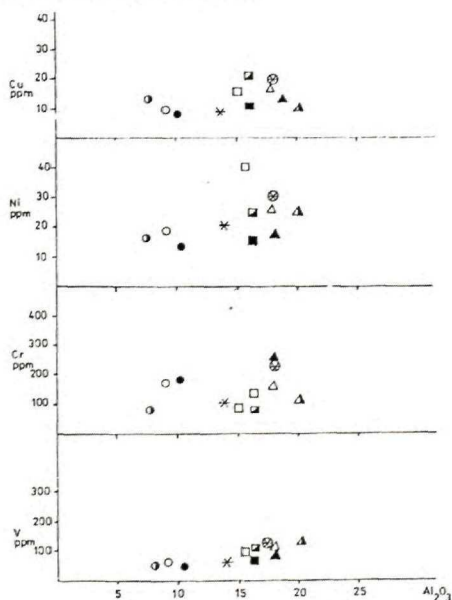
V metasedimentoch gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia všeobecne prevláda FeO nad Fe_2O_3 . Výnimku tvoria iba metadroby a metasiltovce drnavského súvrstvia, kde je tento vzťah opačný (obr. 6). Hlavnými nositeľmi dvojmocného železa sú chlorit z nízkometamorfovej asociácie minerálov a magnetit, ktorý je prítomný medzi ťažkými minerálmi. Prevalha trojmocného železa v metadrobách a metasiltovcoch vlachovského súvrstvia by nemala byť ovplyvnená primárnym sedimentačným prostredím. Sú to sedimenty s prímiesou organickej hmoty, sedimentované v redukčnom prostredí tak, ako všetky ostatné v gelnickej skupine. Časť Fe^{+3} je viazaná na Mg-Fe fylosilikáty, prípadne opakové minerály v ťažkej frakcii. Vyšší obsah trojmocného železa v sedimentoch vlachovského súvrstvia by mohol byť výrazom zložitých oxidačných premien v postsedimentárnom období. V takomto prípade by sa to však muselo odzrkadľovať u všetkých metasedimentov gelnickej skupiny. Preto sa domnievame, že prevalha Fe_2O_3 nad FeO v metadrobách a metasiltovcoch vlachovského súvrstvia je primárnym fenoménom, odrážajúcim znos mineralogicky zrelého fľového detritu zo zdrojovej oblasti. Zachovanie aspoň časti trojmocného železa i napriek redukčnému sedimentačnému prostrediu sa dá vysvetliť rýchlym pochovaním turbiditnými prúdmi.



Obr. 6 Diagram vyjadrujúci vzťah $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ [%] v hlavných typoch metasedimentov gelnickej skupiny a štóského súvrstvia. Distribúcia údajov je podľa jednotlivých litostratigrafických jednotiek osobitne pre metadroby (prázdné krúžky), metasiltovce (hviezdica) a fylity (prázdny trojuholník)



Obr. 7 Diagram $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) : \text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ podľa autorov BLATT — MIDDLETON — MURRAY (1972). Na diagrame patrí pole A sódnym pieskovcom, pole C draselným pieskovcom
Vysvetlivky: hviezdička — pieskovce vlachovského súvrstvia, prázdny krúžok — pieskovce súvrstvia Bystrého potoka, prázdny štvorec — pieskovce drnavského súvrstvia, prázdny trojuholník — pieskovce štóského súvrstvia



Obr. 8 Diagram vyjadrujúci vzťah prvkov Cu, Ni, Cr, V v priemerných hodnotách ku Al_2O_3

Tab. 9 Množstvá mikroprvkov (v ppm) v horninách drnavského súvrstvia

metadroby

Č. vzorky	Ag	Au	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Rb	Sn	Sr	V	Zn	Zr
X/102	0,20	0,03	1079	3,0	0,9	4,0	21,0	0,7	4,0	-	-	9	3	15,0	63
X/103	0,50	0,03	1558	0,0	0,8	5,0	26,2	0,6	5,0	-	-	24	9	5,0	45
X/104	0,70	0,03	1282	10,0	362,4	5,0	37,9	18,8	6,0	-	-	41	120	35,0	129
X/105	0,50	0,03	1231	10,0	212,6	7,0	30,1	13,6	7,0	-	-	22	59	25,0	350
XI/107	0,20	0,03	1292	0,0	29,7	6,0	13,9	1,0	4,0	-	-	2	16	5,0	124
XII/117	0,20	0,03	909	8,0	165,7	13,0	28,1	18,8	7,0	-	-	25	83	35,0	382
XII/118a	1,00	0,03	1182	10,0	246,1	13,0	32,4	30,3	9,0	-	-	58	83	42,0	319
XXI/223	-	-	768	1,5	62,0	5,0	10,0	11,0	0,0	41	53,0	42	23	23,0	321
XXII/236	-	-	273	3,0	103,0	3,0	6,0	14,0	0,0	70	1,5	28	16	19,0	548
XXII/237	-	-	265	1,5	1000,0	7,0	5,0	30,0	1,0	59	29,0	12	11	25,0	188
XV/147	0,16	0,00	376	9,0	65,0	12,0	10,0	19,0	2,5	-	7,0	39	59	51,0	241
XVII/168	0,25	-	-	10,0	116,0	9,0	-	6,0	4,0	174	3,0	36	-	43,0	-
X/99	0,70	0,03	1207	3,0	155,0	5,0	24,9	10,7	7,0	-	-	9	43	13,0	805

metasiltovece

X/100	1,00	0,03	1244	5,0	291,0	8,0	32,0	9,5	6,0	-	-	14	83	35,0	178
XXI/228	-	-	968	8,0	178,0	2,0	13,0	31,0	0,0	121	9,0	31	41	63,0	284
XXIII/248	-	-	293	1,5	80,0	8,0	8,0	16,0	0,0	84	1,5	34	42	56,0	170
XXIII/269	-	-	1000	7,0	207,0	11,0	22,0	24,0	0,0	213	10,0	50	60	104,0	76
XVII/167	0,25	-	-	10,0	45,0	17,0	-	3,0	0,5	129	3,0	36	-	39,0	-
XVII/170	0,25	-	-	12,0	107,0	15,0	-	9,0	3,0	414	3,0	31	-	84,0	-
XVII/173	0,25	-	-	10,0	107,0	13,0	-	14,0	0,5	295	6,0	23	-	79,0	-

metavulkanoklastiká

VI/53	0,20	0,05	546	9,0	65,0	2,0	10,0	24,0	0,1	-	6,0	40	90	26,0	259
VI/54	0,20	0,05	772	9,0	65,0	12,0	10,0	19,0	8,0	-	5,0	80	75	80,0	245
VI/55	0,20	0,05	515	1,0	20,0	8,0	10,0	8,0	0,1	-	2,5	19	10	21,0	57
XXI/229	-	-	746	1,5	14,0	7,0	9,0	5,0	8,0	102	4,0	28	10	34,0	92
XXI/231	-	-	768	4,0	152,0	3,0	8,0	43,0	1,0	80	1,5	22	12	35,0	73
IV/146	0,11	0,00	950	2,5	20,0	2,5	9,0	2,5	2,5	-	4,0	40	5	11,0	93
XVII/171	0,25	-	-	10,0	134,0	3,0	-	5,0	3,0	263	3,0	28	-	111,0	-
XVII/172	0,25	-	-	12,0	118,0	18,0	-	15,0	2,0	505	9,0	24	-	73,0	-
XVII/174	0,25	-	-	10,0	51,0	3,0	-	10,0	18,0	248	3,0	15	-	50,0	-

met. bázičné horniny

XXI/226a	-	-	30	25,0	1000,0	44,0	9,0	83,0	12,0	5	10,0	390	127	101,0	80
XXI/226b	-	-	30	32,0	1000,0	2,0	11,0	126,0	0,0	6	17,0	196	75	126,0	78
XXIII/244	-	-	30	96,0	1000,0	66,0	6,0	331,0	4,0	0	1,5	13	35	125,0	69

fylity

X/98	0,70	0,03	1393	8,0	368,0	5,0	32,7	13,5	7,0	-	-	16	89	20,0	284
X/101	0,50	0,03	1893	8,0	261,8	4,0	34,8	16,1	5,0	-	-	33	89	26,0	73
XI/107a	0,70	0,03	1523	3,0	155,5	8,0	20,1	1,1	10,0	-	-	2	44	10,0	122
XII/118b	1,00	0,03	1577	8,0	363,7	14,0	37,8	20,9	11,0	-	-	69	155	80,0	82
XXI/222	-	-	1000	4,0	1000,0	25,0	25,0	17,0	1,0	96	62,0	50	83	117,0	109
XXI/224	-	-	1000	6,0	257,0	12,0	23,0	35,0	0,0	139	112,0	57	84	62,0	100
XV/145	0,09	0,00	728	8,0	77,0	14,0	14,0	27,0	2,5	-	3,0	33	110	77,0	415
XV/148	0,02	0,00	414	9,0	88,0	13,0	32,0	25,0	2,5	-	5,0	30	110	113,0	292
XVII/166b	0,25	-	-	10,0	106,0	8,0	-	3,0	0,5	306	3,0	37	-	51,0	-
XVII/169	0,25	-	-	10,0	129,0	14,0	-	15,0	1,0	454	3,0	30	-	90,0	-
XVII/172a	0,50	-	-	17,0	126,0	15,0	-	20,0	3,0	356	25,0	25	-	88,0	-

hydny

XI/107b	0,20	0,03	1091	0,0	23,8	5,0	5,7	0,0	5,0	-	-	3	10	3,0	437
XII/119	0,50	0,03	1433	0,0	66,2	8,0	10,9	0,6	21,0	-	-	4	123	3,0	40
XXIII/246	-	-	696	1,5	83,0	23,0	9,0	8,0	1,0	55	557,0	23	10	47,0	107
XVII/166a	0,25	-	-	10,0	306,0	5,0	-	14,0	0,5	94	3,0	21	-	10,0	-

Tab. 10 Množstvá mikroprvkov (v ppm) v horninách štóského súvrstvia

fylity

Č. vzorky	Ag	Au	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Rb	Sn	Sr	V	Zn	Zr
VIII/79	0,20	0,05	771	12,0	95,0	27,0	30,0	31,0	0,1	-	2,5	18	95	98,0	252
XI/108	0,70	0,03	1295	14,0	381,6	18,0	35,2	27,3	6,0	-	-	138	113	80,0	66
XI/111	1,00	0,03	1363	10,0	348,1	12,0	33,0	32,4	17,0	-	-	129	101	80,0	90
XI/112	1,20	0,03	985	22,0	281,5	32,0	33,8	41,1	10,0	-	-	241	133	85,0	89
XI/113	1,00	0,03	1258	10,0	269,8	12,0	34,5	30,2	9,0	-	-	47	135	88,0	79
XI/114	0,70	0,03	770	11,0	165,5	11,0	27,1	18,3	8,0	-	-	32	70	63,0	133
VIII/88	0,20	0,05	528	11,0	70,0	26,0	30,0	33,0	0,1	-	6,0	60	85	81,0	216

metasiltovece

VIII/77	0,20	0,05	476	6,0	60,0	12,0	20,0	15,0	0,1	-	2,5	36	55	45,0	506
XI/110	0,50	0,03	955	15,0	238,0	11,0	26,9	24,7	10,0	-	-	43	77	53,0	182
VIII/81	0,20	0,05	267	8,0	50,0	4,0	10,0	19,0	0,1	-	2,5	46	45	57,0	330
VIII/83	0,20	0,05	479	8,0	60,0	9,0	30,0	23,0	0,1	-	2,5	20	65	70,0	296

met. bázičná hornina

XI/116	0,70	0,03	10	38,0	1110,3	43,0	20,9	86,0	285,0	-	-	780	230	63,0	95
--------	------	------	----	------	--------	------	------	------	-------	---	---	-----	-----	------	----

metadroba

XI/109	0,20	0,03	1069	22,0	337,0	4,0	34,0	41,7	9,0	-	-	128	137	83,0	100
--------	------	------	------	------	-------	-----	------	------	-----	---	---	-----	-----	------	-----

Tab. 7 Množstvá mikroprvkov (v ppm) v horninách vlahovského súvrstvia

metadroby

Č. vzorky	Ag	Au	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Rb	Sn	Sr	V	Zn	Zr
IX/90A	0,20	0,05	176	3,0	45,0	7,0	20,0	9,0	0,1	-	2,5	24	45	36,0	351
IX/90B	0,20	0,05	156	2,0	45,0	6,0	10,0	17,0	0,1	-	2,5	20	35	42,0	267
IX/90C	0,20	0,05	155	3,0	45,0	6,0	10,0	12,0	0,1	-	2,5	20	35	25,0	255
IX/91	0,20	0,05	183	3,0	50,0	5,0	20,0	16,0	0,1	-	2,5	11	40	25,0	314
IX/94	0,20	0,05	201	5,0	50,0	10,0	20,0	12,0	0,1	-	2,5	21	43	37,0	337
XVI/149a	-	-	47	1,5	48,0	6,0	11,0	32,0	4,0	40	1,5	21	5	19,0	28
XVI/155a	-	-	40	1,5	38,0	6,0	1,5	47,0	16,0	83	1,5	22	5	16,0	5
XVI/155b	-	-	1285	1,5	239,0	11,0	21,0	19,0	12,0	341	21,0	44	69	42,0	106
XVI/162a	-	-	999	1,5	141,0	16,0	17,0	21,0	26,0	111	8,0	97	84	89,0	35
XIII/120	0,19	0,00	256	9,0	54,0	10,0	18,0	13,0	2,5	-	8,0	20	43	36,0	499
XIII/124	0,13	0,00	478	2,5	57,0	13,0	5,0	10,0	6,0	-	7,0	23	31	24,0	354
XIII/125	0,13	0,00	606	12,0	96,0	64,0	24,0	17,0	2,5	-	8,0	50	102	36,0	276
XIII/126	0,13	0,00	110	2,5	50,0	12,0	4,0	10,0	2,5	-	8,0	22	21	29,0	364
XIII/128	0,14	0,00	332	2,5	50,0	7,0	8,0	12,0	6,0	-	6,0	35	39	29,0	352
XIV/131	0,08	0,00	147	2,5	46,0	7,0	3,0	8,0	2,5	-	4,0	22	41	16,0	297
XIV/132	0,10	0,00	143	6,0	50,0	8,0	3,0	10,0	2,5	-	7,0	23	50	22,0	354
XIV/133	0,11	0,00	495	8,0	83,0	20,0	14,0	20,0	2,5	-	4,0	60	99	59,0	354
XIV/134	0,15	0,00	342	5,0	54,0	6,0	9,0	11,0	6,0	-	15,0	19	52	27,0	488
XIV/135	0,09	0,00	252	8,0	60,0	13,0	6,0	12,0	5,0	-	4,0	32	52	49,0	494
XIV/137	0,10	0,00	223	2,5	49,0	8,0	7,0	8,0	2,5	-	6,0	23	36	14,0	458
XXV/276	-	-	202	1,5	83,0	-	36,0	23,0	-	-	3,0	-	20	-	97

metavulkanoklastiká

XVI/152	-	-	408	1,5	29,0	2,0	15,0	15,0	1,0	405	5,0	99	109	56,0	53
XVI/152b	-	-	115	1,5	31,0	4,0	16,0	5,0	2,0	56	5,0	76	78	54,0	82
XVI/164	-	-	802	1,5	288,0	13,0	22,0	19,0	2,0	306	16,0	54	100	40,0	100

metasilice

XVI/149b	-	-	538	1,5	55,0	16,0	20,0	30,0	1,0	478	18,0	49	121	65,0	200
XIII/121	0,12	0,00	605	11,0	74,0	18,0	16,0	21,0	5,0	-	4,0	55	107	85,0	394
XIII/122	0,12	0,00	566	7,0	73,0	19,0	14,0	23,0	2,5	-	5,0	38	92	72,0	333
XIII/123	0,11	0,00	585	14,0	96,0	24,0	28,0	34,0	13,0	-	5,0	67	135	104,0	223
XIII/127	0,07	0,00	614	15,0	92,0	43,0	21,0	31,0	6,0	-	4,0	67	128	93,0	261
XIV/136	0,05	0,00	663	10,0	81,0	8,0	18,0	31,0	2,5	-	3,0	64	111	78,0	424
XIV/139	0,13	0,00	663	13,0	90,0	16,0	21,0	31,0	15,0	-	5,0	76	136	87,0	264
XIV/140	0,12	0,00	354	2,5	44,0	18,0	8,0	2,5	10,0	-	4,0	34	52	33,0	490
XXV/272	-	-	415	1,5	69,0	-	47,0	19,0	-	-	3,0	-	43	-	67

fylity

IX/97	0,20	0,05	803	11,0	85,0	10,0	40,0	30,0	0,1	-	2,5	52	115	62,0	392
XVI/150	-	-	390	1,5	36,0	8,0	22,0	8,0	1,0	357	12,0	56	138	52,0	75
XVI/153	-	-	413	1,5	42,0	8,0	28,0	20,0	1,0	489	45,0	41	147	54,0	71
XVI/154	-	-	789	1,5	82,0	10,0	23,0	16,0	1,0	606	21,0	46	173	76,0	73
XVI/156	-	-	1025	1,5	246,0	16,0	21,0	34,0	1,0	359	15,0	60	124	83,0	170
XVI/157	-	-	886	1,5	145,0	16,0	20,0	20,0	1,0	475	10,0	73	110	94,0	35
XVI/159	-	-	718	1,5	152,0	8,0	26,0	18,0	4,0	62	6,0	48	84	79,0	75
XVI/162b	-	-	958	1,5	149,0	8,0	27,0	24,0	2,0	606	8,0	66	85	53,0	24
XVI/163	-	-	1047	1,5	157,0	4,0	24,0	35,0	1,0	629	19,0	56	164	83,0	60
XIII/129	0,10	0,00	601	8,0	87,0	5,0	21,0	23,0	2,5	-	7,0	38	120	48,0	363
XIV/138	0,06	0,00	616	12,0	95,0	13,0	21,0	32,0	2,5	-	3,0	80	120	103,0	231
XVIII/179a	-	-	684	1,5	173,0	-	67,0	39,0	-	-	28,0	-	137	-	231
XVIII/179c	-	-	930	1,5	106,0	-	76,0	21,0	-	-	25,0	-	146	-	79
XVIII/179e	-	-	681	1,5	60,0	-	67,0	31,0	-	-	16,0	-	138	-	38

hydity

XVI/150b	-	-	40	1,5	59,0	4,0	8,0	87,0	25,0	81	1,5	19	76	6,0	5
XVI/151	-	-	38	1,5	24,0	6,0	11,0	43,0	4,0	35	1,5	52	89	8,0	5
XVI/158	-	-	151	1,5	66,0	10,0	1,5	19,0	6,0	423	1,5	18	60	8,0	5
XIV/130	0,19	0,00	125	2,5	139,0	19,0	3,0	8,0	11,0	-	5,0	19	1719	2,5	35
XIV/130a	0,28	0,00	99	2,5	59,0	25,0	7,0	10,0	7,0	-	8,0	13	420	2,5	20

Tab. 8 Množstvá mikroprvkov (v ppm) v horninách súvrstvia Bystrého potoka

metadroby

Č. vzorky	Ag	Au	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Rb	Sn	Sr	V	Zn	Zr
VII/61A	0,20	0,05	102	8,0	90,0	5,0	10,0	22,0	9,0	-	2,5	32	65	65,0	749
VII/65	0,20	0,05	305	1,0	45,0	4,0	10,0	12,0	6,0	-	2,5	5	15	24,0	77
VII/73	0,20	0,05	307	6,0	50,0	10,0	10,0	20,0	0,1	-	2,5	24	40	58,0	389
VII/74A	0,20	0,05	835	4,0	30,0	11,0	10,0	7,0	0,1	-	2,5	35	25	37,0	553
VII/74B	0,20	0,05	613	5,0	65,0	15,0	10,0	17,0	5,0	-	2,5	36	80	50,0	480
XXIV/260	-	-	151	4,0	1014,0	3,0	6,0	40,0	2,0	28	1,5	37	54	42,0	90
XV/143	0,13	0,00	180	5,0	61,0	7,0	8,0	14,0	2,5	-	4,0	18	45	50,0	353
XX/215	0,10	-	283	8,0	20,0	20,0	11,0	22,0	45,0	56	2,5	200	120	65,0	148
X/99	0,70	0,03	1207	8,0	155,0	5,0	24,9	10,7	7,0	-	-	9	43	13,0	805

metasilice

VII/618	0,20	0,05	317	13,0	90,0	6,0	10,0	29,0	0,1	-	2,5	52	90	69,0	415
VII/62A	0,20	0,05	82	25,0	255,0	3,0	20,0	132,0	163,0	-	2,5	400	150	124,0	157
XX/210	0,10	-	492	16,0	40,0	15,0	21,0	30,0	5,0	106	6,0	280	85	45,0	330
XX/211	0,20	-	792	10,0	60,0	15,0	17,0	20,0	50,0	94	6,0	360	125	100,0	260
XX/212	0,10	-	480	14,0	40,0	40,0	9,0	24,0	25,0	94	6,0	320	105	80,0	264
XX/213	0,10	-	594	12,0	60,0	23,0	19,0	20,0	30,0	110	2,5	280	100	85,0	400
XX/219	0,10	-	579	12,0	20,0	6,0	13,0	26,0	10,0	136	6,0	240	80	85,0	494

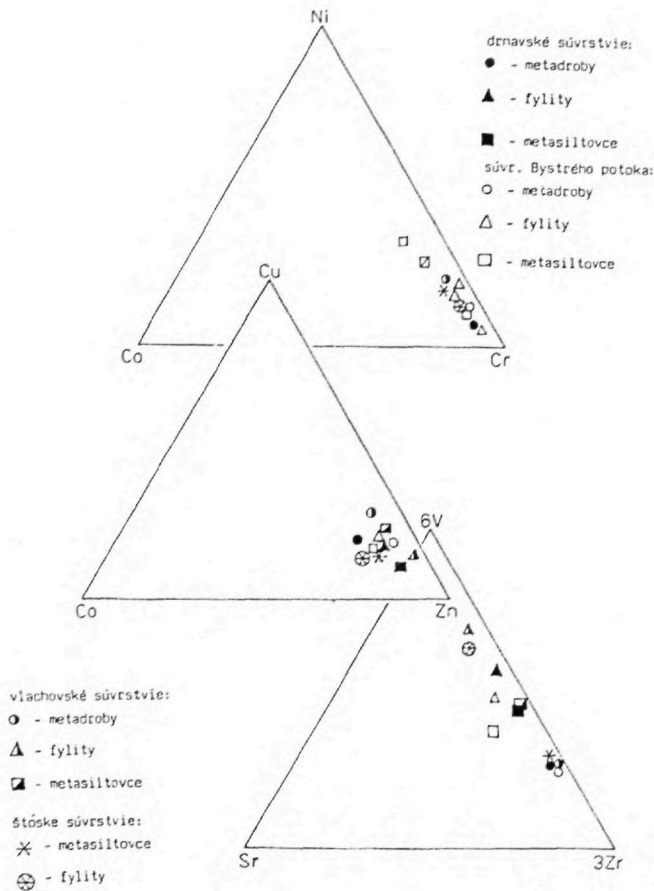
metavulkanoklastiká

VI/58	0,20	0,05	806	11,0	65,0	8,0	10,0	24,0	11,0	-	2,5	79	80	70,0	254
XXII/232	-	-	221	8,0	202,0	9,0	11,0	23,0	0,0	66	7,0	73	34	48,0	89
XXII/234	-	-	868	6,0	128,0	3,0	14,0	19,0	1,0	65	1,5	102	57	37,0	73
XXII/235	-	-	1000	7,0	1084,0	11,0	11,0	24,0	22,0	64	9,0	87	58	88,0	98
XXIV/255	-	-	1000	1,5	35,0	4,0	9,0	16,0	1,0	157	6,0	30	12	24,0	72
XV/144	0,07	0,00	666	10,0	65,0	16,0	16,0	16,0	12,0	-	2,0	105	95	62,0	265

fylity

VII/61C	0,20	0,05	428	13,0	90,0	19,0	30,0	34,0	5,0	-	6,0	55	120	82,0	309
VII/62B	0,20	0,05	506	14,0	115,0	10,0	30,0	33,0	8,0	-	6,0	76	140	93,0	321
VII/63	0,20	0,05	450	9,0	105,0	18,0	20,0	29,0	23,0	-	5,0	58	125	75,0	303
VII/64	0,20	0,05	447	11,0	95,0	16,0	10,0	31,0	7,0	-	7,0	55	110	97,0	279
VII/68	0,20	0,05	836	9,0	135,0	35,0	30,0	22,0	0,1	-	18,0	150	150	109,0	174
XXIII/242	-	-	880	10,0	125,0	15,0	16,0	24,0	0,0	111	1,5	75	50	80,0	168
XXIV/253	-	-	875	9,0	194,0	1,0	18,0	30,0	0,0	126	8,0	100	53	48,0	102
XXIV/254	-	-	119	5,0	146,0	1,0	14,0	31,0	0,0	28	14,0	70	84	16,0	111
XXIV/261	-	-	1000	11,0	1000,0	9,0	21,0	32,0	3,0	192	12,0	141	74	94,0	101
XXIV/262a	-	-	1000	6,0	244,0	21,0	15,0	23,0	1,0	147	6,0	187	33	107,0	114
XXIV/263	-	-													

BLATT – MIDDLETON – MURRAY (1972) sa pokúsili rozdeliť pieskovce na základe vzťahu $(Fe_2O_3 + MgO) : Na_2O : K_2O$ (obr. 7). Na diagrame patrí pole A sódnym pieskovcom (drobám), pole B feromagnéziovým draselným pieskovcom (litickým pieskovcom) a pole C draselným pieskovcom (arkózam). Tieto jednotlivé skupiny pieskovcov zodpovedajú i rôznym geotektonickým prostrediam: A – eugeosynklinála, B – exogeosynklinála, C – tafrogeosynklinála (v zmysle tektoniky platní: oceánska oblasť → aktívny okraj kontinentu spojený so subdukciou → rejuvenizovaná kontinentálna platňa alebo orogén). Metapieskovce gelnickej skupiny patria v drvivej väčšine medzi feromagnéziové, draselné (hlavne z vlachovského súvrstvia, menej zo súvrstvia Bystrého potoka) a draselné pieskovce (hlavne z drnavského súvrstvia). Len



Obr. 9 Diagramy vyjadrujúce vzťahy Ni : Co : Cr, Cu : Co : Zn a V : Sr : Zr v hlavných typoch metasedimentov gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia. Uvedené sú priemerné hodnoty v ppm

malá časť zodpovedá sódnym pieskovcom. Toto rozdelenie zodpovedá zloženiu meta-pieskovcov gelnickej skupiny, ktoré je ovplyvnené predovšetkým detritom z magmatického oblúka.

M i k r o p r v k y

V metasedimentoch gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia bolo sledovaných iba 15 mikroprvkov (tab. 7, 8, 9, 10). Ich priemerný obsah je vyjadrený v tab. 11.

Priemerný obsah Cu sa pohybuje v rozsahu 4 – 20 ppm, pričom relatívne vyšší je v metadroch a metasiltovcoch vlahovského súvrstvia. Obsah Pb je relatívne najvyšší v metasedimentoch súvrstvia Bystrého potoka, naopak, zastúpenie Zn je vo všetkých súvrstviach približne rovnaké. Stúpa vo fylitoch a metasiltovcoch v porovnaní s metadrochami. Podobné vzťahy boli zistené i v obsahu Ni a Co. Korelačné vzťahy medzi Cu : Co : Zn a Ni : Co : Cr sú znázornené na obr. 9, kde sú uvedené priemerné hodnoty v ppm. Slabé relatívne obohatenie o Cr a Co bolo zistené v smere od starších k mladším súvrstviam (vlahovské → Bystrého potoka → drnavské).

Priemerný obsah Ni, Co, a Cr v metasedimentoch gelnickej skupiny je o niečo vyšší v porovnaní s priemernými hodnotami uvádzanými v literatúre, naopak, obsah

Tab. 11 Priemerný obsah mikroprvkov (v ppm) v metasedimentoch gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia

		* Zn	* Cu	Ni	* Pb	* Ba	Co
drnavské súvrstvie	metadroby	25,8	7,2	13,4	5,1	951,8	5,7
	fylity	66,7	12,0	17,6	3,9	1191,0	8,3
	metasiltovce	65,7	10,6	15,2	2,5	873,7	7,6
	lydity	15,7	10,3	5,6	6,9	1073,3	2,9
	metavulkanoklastiká	49,0	6,5	14,6	4,7	716,1	6,6
súvrstvie Bystrého potoka	metadroby	44,9	8,9	18,3	8,5	442,5	5,4
	fylity	77,6	16,3	26,8	11,0	614,2	10,3
	metasiltovce	84,0	15,4	40,1	40,4	476,6	14,6
	lydity	21,0	8,5	11,0	5,0	85,5	2,7
	metavulkanoklastiká	54,8	8,5	20,3	7,8	760,2	7,3
vlahovské súvrstvie	metadroby	33,6	12,05	16,1	4,9	310,9	4,0
	fylity	71,5	9,6	25,1	1,6	752,9	3,4
	metasiltovce	77,1	20,2	24,6	6,9	554,8	8,4
	lydity	5,4	12,8	33,4	10,6	90,6	1,9
	metavulkanoklastiká	50,0	6,3	13,0	1,7	441,7	1,5
štóske súvrstvie	metasiltovce	56,3	9,0	20,4	2,6	544,3	9,3
	fylity	82,1	19,7	30,5	7,2	995,7	12,9
	metadroby	83,0	4,0	41,7	9,0	1069,0	22,0

Pozn.: * — označenie prvkov, ktoré nie sú stanovené vo všetkých vzorkách z daného súboru

Cu, Pb, Zn je porovnateľný. Prekvapujúci je pomerne vysoký obsah Cr v meta-sedimentoch drnavského súvrstvia. Je to najskôr ovplyvnené detritom z bázických a ultrabázických hornín, ktoré sa v tomto súvrství bežne nachádzajú. Pozitívna korelácia medzi Cu, Ni, Cr a Al_2O_3 dokumentuje, že tieto mikroprvky sú viazané na alumosilikáty, v tomto prípade hlavne na sericit a chlorit (pôvodná väzba na šľovitý detrit). Nositeľom obmedzeného množstva týchto mikroprvkov sú i zrná opakových minerálov v ťažkej frakcii (Cr-magnetit). Výrazné viazanie na fylsilikáty a pravdepodobne i na organickú hmotu pozorujeme u V (obr. 8).

Obsah Sr v metasedimentoch gelnickej skupiny je celkovo nízky a naopak, obsah Zr je pomerne vysoký, čo je priamo úmerné vysokému obsahu klastického zirkónu v asociácii ťažkých minerálov. V diagrame V : Sr : Zr na obr. 9 možno pozorovať výraznejšie diferencovanie jednotlivých horninových typov bez ohľadu na príslušnosť k litostratigrafickej jednotke. V metadrobách je obsah Zr relatívne najvyšší a naopak, vo fylitoch relatívne najnižší.

Zaujímavý je vysoký obsah Ba a tiež Rb (i keď nebol sledovaný vo všetkých vzorkách) takmer vo všetkých metasedimentoch s výnimkou lydítov. Je priamo závislý od distribúcie K_2O . V metavulkanoklastikách a v obmedzenom množstve i v metadrobách je ich distribúcia závislá od obsahu živcového detritu. V jemnozrnných

pokračovanie tab. 11

Cr	V	Zr	Sr	x Ag	x Sn	Ga	x Au	x Rb	
193,8	43,7	292,9	26,7	0,44	18,7	20,5	0,03	86,0	n = 13
266,5	95,5	184,6	34,7	0,45	30,4	27,4	0,03	270,2	n = 11
145,0	56,5	177,0	31,3	0,44	5,4	18,7	0,03	209,3	n = 7
119,7	47,7	194,7	12,7	0,32	280,0	8,5	0,03	74,5	n = 4
71,0	33,7	136,5	32,9	0,21	4,2	9,3	0,05	239,6	n = 9
170,0	54,0	404,9	44,0	0,24	2,6	11,1	0,04	42,0	n = 9
160,8	103,5	230,7	135,5	0,13	7,1	18,6	0,05	120,8	n = 18
80,7	105,0	331,4	276,0	0,14	4,5	15,6	0,05	108,0	n = 7
90,0	34,0	12,5	83,5	0,10	2,0	2,7	-	12,5	n = 2
263,2	56,0	141,8	79,3	0,13	4,7	11,8	0,05	88,0	n = 6
68,2	45,2	289,8	30,4	0,15	5,9	12,8	0,02	143,7	n = 21
115,5	128,6	136,9	56,0	0,12	15,5	34,5	0,02	447,9	n = 14
74,9	102,8	295,1	56,3	0,10	5,7	21,4	-	478,0	n = 9
69,4	472,8	14,0	24,5	0,23	3,5	6,1	-	179,7	n = 5
116,0	95,7	78,3	76,3	-	8,7	17,7	-	255,7	n = 3
102,0	60,5	328,5	36,3	0,27	2,5	21,7	0,04	-	n = 4
230,2	104,6	132,1	95,0	0,71	4,2	31,9	0,04	-	n = 7
337,0	137,0	100,0	128,0	0,20	-	34,0	0,03	-	n = 1

metasedimentoch a tiež väčším podielom i v metadrobách sú viazané na draselné fylosilikáty. Tieto málo pohyblivé prvky, podobne ako Ga, Sn, V, Zn, Cu, Pb, sa v priebehu zvetrávania a neskorších diageneticko-metamorfných procesov koncentrovali predovšetkým v pôvodnej ílovej frakcii. Predpokladaná zdrojová oblasť, aktívny kontinentálny okraj s magmatickým oblúkom, bola charakteristická práve týmito prvkami, priamo zviazanými s vysokým obsahom K_2O , pochádzajúceho z deštruovaných vulkanitov.

Záver

Chemické zloženie metasedimentov gelnickej skupiny je priamo závislé od zloženia klastického detritu a od zrnitosti sedimentov. V hlavnej miere bolo ovplyvňované horninovým zložením zdrojovej oblasti a tiež geotektonickým postavením pôvodného sedimentačného bazénu. Predpokladaným zdrojom bol vulkanický oblúk situovaný na aktívnom kontinentálnom okraji. Charakteristickým znakom takejto zdrojovej oblasti je zmiešaný detrit, a to hojný vulkanoklastický na jednej strane a chemicky zrelý, pochádzajúci z kontinentálneho zdroja, na druhej strane. Takúto interpretáciu potvrdzuje obsah Na_2O , K_2O , FeO, MgO, Zr, Ba, Rb, Pb, Cu, Zn, ktorý odzrkadľuje absolútnu prevahu acidného vulkanoklastického detritu, pochádzajúceho z vulkanickej zdrojovej oblasti. Geotektonické postavenie pôvodného sedimentačného bazénu v predpokladanej predoblúkovej oblasti môže byť indikované zvýšeným obsahom Cr, Co, Ni, ktorý má priame nadväznosti na fragmenty bazaltov a ultrabázických hornín s oceánskou afinitou.

Rozdiely v obsahu kyslíčnikov i stopových prvkov sú u jednotlivých typov metasedimentov výrazne diferencované v závislosti od zrnitosti či obsahu matrix vulkanoklastickej prímesi.

Podobne boli zistené rozdielnosti jednotlivých horninových typov v rámci súvrství gelnickej skupiny i štóskeho súvrstvia. Tieto rozdiely pozorujeme zvlášť u skupiny metapiepskovcov. Smerom k mladším súvrstviám stúpa obsah alkálií, hlavne K_2O , a klesá obsah Fe a Mg. Z mikroprvkov je pozoruhodné stúpanie obsahu Cr, Ni, Co smerom do nadložia.

Literatúra

- BAJANÍK, Š. — VOZÁROVÁ, A. — REICHWALDER, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 27 — 56.
- BAJANÍK, Š. — HANZEL, V. — IVANIČKA, J. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. — REICHWALDER, P. — SNOPKO, L. — VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria — vých. časť, 1 : 50 000. Bajanič, Š. — Vozárová, A. (eds.), Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 — 223.
- BAJANÍK, Š. — IVANIČKA, J. — MELLO, J. — REICHWALDER, P. — PRISTAŠ, J. — SNOPKO, L. — VOZÁR,

- J. — VOZÁROVÁ, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria — východná časť, 1 : 50 000, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- BLATT, H. — MIDDLETON, G. — MURRAY, R., 1972: Origin of sedimentary rocks. New Jersey, Prentice-Hall, 3 — 607.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 1 — 168.
- DICKINSON, W. R., 1970: Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 40, 695 — 707.
- FARYAD, S. W., 1991: Metamorphism of the Early Paleozoic sedimentary rocks in Gemicum. *Miner. slov.* (Bratislava), 23, 4, 315 — 324.
- FUSÁN, O., 1954: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce. Zpr.* (Bratislava), 1, 38 — 40.
- IVAN, P., 1991: Metamorfovaný pikrit zo Strážneho vrchu pri Medzeve (gelnická skupina, paleozoikum gemerika). *Miner. slov.* (Bratislava), 23, 2, 155 — 159.
- IVANIČKA, J. — SNOPKO, L. — SNOPKOVÁ, P. — VOZÁROVÁ, A., 1989: Gelnica Group — Lower Unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians), Early Paleozoic. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 40, 4, 483 — 501.
- IVANIČKA, J. — SNOPKO, L. — VOZÁROVÁ, A. — SNOPKOVÁ, P. et al., 1992: Litologické profily gelnickej skupiny, II. časť. *Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- KUKAL, Z., 1962: K otázke zrnitostného rozmezí prachových (siltových) sedimentů. *Věst. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 36, 241 — 249.
- KUKAL, Z., 1986: Základy sedimentologie. Praha, Academia, 8 — 440.
- MAZZOLI, C. — VOZÁROVÁ, A., 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, (Milano) 43, 3, 635 — 642.
- PETTJOHN, F. J., 1963: Chemical composition of sandstones — excluding carbonate and volcanics sands. *Geol. Surv. profess. Pap.* (Washington), 6, 1 — 19.
- PETTJOHN, F. J. — POTTER, P. E. — SIEVER, R., 1972: Sand and sandstone. New York, Springer, 618 s.
- REICHWALDER, P., 1969: Geologická stavba paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- REICHWALDER, P., 1970: Štruktúrno-litologické a stratigrafické pomery j. od Štósu. *Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- SASSI, F. P. — VOZÁROVÁ, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemicum (West Carpathians, Czechoslovakia). *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, (Milano) 42, 73 — 81.
- SNOPKO, L., 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Západ. Karpaty* (Bratislava), 7, 103 — 152.
- SNOPKO, L., 1969: O novom rudonosnom pruhu v okolí Vlachova. *Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- SNOPKOVÁ, P., 1964: Správa o palynologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spišsko-gemerského rudohoria. *Spr. geol. Výsk. v Roku 1963, Slovensko* (Bratislava), 63 — 64.
- SNOPKOVÁ, P. — SNOPKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palynologických výsledkov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* (Bratislava), 5, 57 — 102.
- VOZÁROVÁ, A., 1993: Proveniencia metapijeskovcov gelnickej skupiny a vzťah ku paleotektonike sedimentačného bazénu. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož.* (Bratislava), 16.

ANNA VOZÁROVÁ — JÁN IVANIČKA

Lithochemistry of Early Paleozoic metasediments in Southern Gemicum

Summary

In time and space, the Gelnica Group forms a predominant part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. It is an Early Paleozoic flysch formation characterized by the variegated polygenic and polycyclic history

of its detrital and detrital-volcanogenic sediments. It was formed by the mesorhythmic deposition of sandstones and claystones accompanied by coeval primarily acid volcanism. The upper parts of the mesorhythms sporadically contain carbonates and lydites. The Gelnica Group ranges from the Upper Cambrian to Lower Devonian in age and consists of three formations: Vlachovo, Bystrý potok and Drnava (BAJANIČ et al., 1983).

The study of the chemical composition of the main kinds of the Gelnica Group metasediments allowed us to characterize the principles governing the element distribution in the individual lithofacies and formations as well as minerals to which these elements are bound. The chemical differentiation in the Gelnica Group metasediments reflects the history from the weathering process through transport and sorting in aqueous environment to the formation of mudflows whose products were studied by us.

Sediment chemistry is generally controlled by the mineral composition and grain size. In general, silica content decreases while K_2O content and volume of released water rise with the falling grain size. The other macrocomponents do not depend so much on the grain size (PETTJOHN, 1963). This was also confirmed by the analysis of the Gelnica Group clastic metasediments.

The chemical composition of the Gelnica Group metasediments was characterized by means of complete silicate analyses (Tabs. 1 — 4) and analyses of selected microelements (Tabs. 7 — 10): Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Ag, Au, Cr, Ga, V, Ba, Sr, Zr, and in some samples also Sn and Rb.

Macroelements

SiO_2 . The highest silica contents were established in lydites (Tab. 5) where they decrease from older to younger ones (94.69 % — V, 94.42 % — B. p., 88.66 % — D.). A similar trend was also noted in the metasandstones, but understandably total silica contents in this rock type are much lower (84.15 → 79.63 → 79.82 %). The higher silica contents in the Vlachovo Formation metasandstones result not only from the higher percentage of detrital quartz grains, but also from that of acid volcanics. In the metasiltsstones, the contents are almost even, and in the phyllites the silica contents increase over time. In the phyllites, however, the silica content is directly controlled by the amount of detrital, originally silty admixture of quartz grains. According to KUKAL (1962), the content of clastic admixture of detrital grains can be derived from the Si_2O/Al_2O_3 ratio. In all three Gelnica Group formations, the average ratios exceed 3 (3.72 — D., 3.82 — B. p., 3.10 — V., 3.52 — Š.) suggesting detritus content over 25 %.

Al_2O_3 . The highest average alumina contents occur in the phyllites. The Vlachovo Formation phyllites are rich in alumina — 20.27 %, while in the younger formations the alumina contents are on average lower by 2 %. The Al_2O_3/Na_2O ratio (Tab. 6) expressing the degree of chemical maturity indicates that all clastic Gelnica Group metasediments are immature deposits. The Vlachovo Formation metasediments are relatively chemically most mature (average value for metagraywackes — 58, phyllites — 41, and metasiltsstones — 13) whereas the Bystrý potok Formation (metagraywackes — 12, phyllites — 25, metasiltsstones — 16) and Štós Formation (metasiltsstones — 6, phyllites — 16) are the least mature. In the Drnava Formation, the average Al_2O_3/Na_2O ratio increases (metagraywackes — 38, phyllites — 41, metasiltsstones — 29), but still is lower than that in the Vlachovo Formation, particularly in metagraywackes. This fact confirms the decreasing maturity of the Gelnica Group metasediments from the lower to upper parts as was first proved by petrographic analyses and heavy-mineral assemblages (VOZÁROVÁ, 1993).

TiO_2 . The TiO_2 contents are relatively highest in phyllites of the Bystrý potok Formation ($x = 0.87$, $n = 22$). In general, the fine-grained clastic sediments — phyllites and metasiltsstones — are richer in TiO_2 than the metasandstones. The TiO_2/Al_2O_3 ratio which also reflects sediment maturity (Tab. 6) is low in the Gelnica Group and Štós Formation metasediments (less than 0.1). This ratio and therefore also metasandstone maturity decrease from the Vlachovo to Drnava and Štós Formations (0.07 → 0.06 → 0.04 → 0.02).

FeO, Fe_2O_3 . Iron oxides are much more abundant in the phyllites and metasiltsstones than in the coarser-grained clastics. Generally, ferrous iron prevails over ferric one in the Gelnica Group metasediments

except for the Vlachovo Formation where the ferrous iron content drops proportionally with increasing ferric iron (Fig. 6). This difference is likely to reflect the original sedimentation environment.

MnO. Only small amounts of this oxide are generally present. The relatively higher values (more than 0.1 %) were established in the Bystrý potok metasediments. The MnO contents here are comparable with those regarding clastic sediments worldwide.

K₂O. The average K₂O contents are mostly higher in the fine-grained metasediments owing to the higher contents of low-metamorphic sericite. The highest contents were noted in the Vlachovo Formation phyllites as a direct result of their chemically relatively more mature clayey detritus. It directly corresponds to the higher Al₂O₃ and TiO₂ contents in the phyllites of this formation. The K₂O content in the metasandstones increases with the amount of pseudomatrix and therefore it reflects not only the content of the original clay groundmass but also that of shale fragments. In this case, the rising K₂O content results from the structural immaturity of the metasandstone because shale fragments along with the original groundmass were subjected to low-metamorphic alterations and recrystallized to form a sericite aggregate.

Na₂O. One again, the Na₂O contents are relatively highest in the finer-grained sediments. Nevertheless, the Na₂O content is generally low, except for the metavolcanoclastics where it exceeds 3 %. In the phyllites and metasilstones, the Na₂O content is affected by the presence of low-metamorphic paragonite. In the metasandstones, the Na₂O content falls because this rock type is fairly poor in feldspar detritus (albitized plagioclases). The K₂O/Na₂O ratio is high in the Gelnica Group metasediments (particularly in the Vlachovo and Drnava Formations), presumably as a result of the presence of acid volcanic material in the protolith and consequent formation of sericite during the regional low-grade metamorphism.

CaO. In general, the CaO contents are very low in the whole metasediment set. They correspond to rocks which are termed orthoquartzite-order sediments. This is caused by the absence of original calcite cement in the investigated sediments. Detrital feldspars were acidic, CaO-poor.

MgO. The MgO content rises with the content of low-metamorphic chlorite. It is largely higher in the phyllites and metasilstones than in the metasandstones. The MgO contents in the metasandstones correspond to data regarding graywackes and subgraywackes (PETTUJOHN, 1963).

P₂O₅. Its contents directly depend on the amount of detrital or low-metamorphic apatite.

The macroelement contents are different in the individual types of metasediments within the studied set but also in the same lithologic types in different formations. The Na₂O/K₂O diagrams (Figs. 2, 3) show that the phyllites are relatively richer in alkalis — both in Na₂O and K₂O. In contrast, the graywackes have the lowest contents of alkalis. In all the metasediment types, K₂O clearly prevails over Na₂O, except in varieties subjected to mild metasomatism (some 6 % Na₂O in sample XVI/162a). K₂O is bound to low-metamorphic sericite. Na₂O is present in clastic grains of albitized plagioclases but mainly in paragonite which occurs in phyllites and metasilstones.

A comparison between the contents of alkalis in the individual formations (Fig. 3) reveals that these are the highest in the Bystrý potok and Štós Formations (again mainly in phyllites and metasilstones). Metagraywackes in all three formations of the Gelnica Group have roughly equal contents of alkalis, except for the slightly increased Na₂O content in the Bystrý potok metagraywackes. The above relationships indicate that the alkalis are mostly bound to low-metamorphic micas — sericite and paragonite. The same also applies to the Bystrý potok metagraywackes because they are relatively finer-grained and richer in pseudomatrix, i. e. they could potentially contain more paragonite.

The direct relationship between the contents of alkalis and phyllosilicates is well documented by the Al₂O₃ : (Na₂O + K₂O) ratio. All diagrams, no matter whether they show lithologic types (Fig. 4) or lithostratigraphic units (Fig. 5), display a clear positive correlation between Al₂O₃ and alkalis. Within the individual formations, the Al₂O₃ content increases with decreasing grain size. A comparison between metagraywackes from the individual formations reveals that the contents of alkalis and alumina clearly increase from the older formations to younger ones, i. e. the reverse trend in comparison with that

indicated by the heavy-mineral assemblages. Nevertheless, the contents of alkalis and alumina are consistent with the results of sandstone petrofacies analysis which suggests that sediment and metasediment fragments became more and more abundant than volcanoclastic ones (VOZÁROVÁ, 1993). However, the regional low-grade metamorphism converted many of these fragments into pseudomatrix and therefore they are now difficult to identify by the analysis of sandstone grain composition. This is also reflected by the sandstone chemistry as the contents of alumina and alkalis increase. This assumption is supported by a phyllite comparison diagram in which chemically most mature phyllites occur in the Vlachovo Formation. The $Al_2O_3 + K_2O/MgO + Na_2O$ ratio was used to indicate the influx of clay from volcanic arcs (in KUKAL, 1986). In the Gelnica Group formations, this parameter attains higher values (5 — 12, Tab. 6), which corresponds to the provenance interpretation.

In the Gelnica Group and Štós Formation metasediments, FeO generally prevails over Fe_2O_3 . The only exception are metagraywackes and metasiltstones of the Drnava Formation in which Fe_2O_3 is more abundant than FeO (Fig. 6). The ferrous iron is mostly bound to chlorite in the low-metamorphic mineral assemblage and magnetite present among heavy minerals. The predominance of ferric iron in the Vlachovo Formation metasiltstones and metagraywackes is unlikely to be caused by the primary sedimentation environment. These sediments contain the admixture of organic matter and, like all Gelnica Group sediments, were laid down in a reduction environment. The ferric iron is partly bound to Mg-Fe phyllosilicates and opaque minerals of the heavy-mineral fraction. The higher ferric-iron contents in the Vlachovo Formation sediments may have been caused by the complex oxidation alterations in the postsedimentation period. In this case, however, the oxidation alterations would have affected all Gelnica Group metasediments. That is why we assume that the predominance of ferric iron over ferrous iron in the Vlachovo Formation metagraywackes and metasiltstones is a primary phenomenon reflecting the influx of mineralogically mature clay detritus from the source area. The at least partial preservation of ferric iron in the reduction sedimentation environment can be explained by the fast deposition of turbidity currents onto the preexisting sediments.

BLATT — MIDDLETON — MURRAY (1972) attempted to classify sandstones using the $(Fe_2O_3 + MgO) : Na_2O : K_2O$ ratio (Fig. 7). On the diagram, field A is occupied by sodic sandstones (graywackes), field B by ferromagnesian potassic sandstones (lithic sandstones) and field C by potassic sandstones (arkoses). Each group of sandstones corresponds to a different geotectonic setting: A — eugeosyncline, B — exogeosyncline, C — tafrogeosyncline (in the plate tectonic sense: ocean area → active continental margin associated with subduction → rejuvenated continental plate or orogen). The vast majority of the Gelnica Group metasandstones can be classified as ferromagnesian, potassic (mainly from the Vlachovo Formation, less from the Bystrý potok Formation) and potassic (mainly from the Drnava Formation) sandstones. Only a small fraction can be assigned into sodic sandstones. This division corresponds to the composition of the Gelnica Group metasandstones which is dominated by the detritus from a volcanic arc.

Microelements

Only 15 microelements (Tab. 7 — 10) have been investigated in the Gelnica Group and Štós Formation metasediments. Their contents are given in Tab. 11.

The average Cu contents range from 4 to 20 ppm, the relatively highest values being in metagraywackes and metasiltstones of the Vlachovo Formation. The Pb contents attain the highest values in the Bystrý potok metasediments, while Zn contents are roughly equal in all studied formations. The latter is more abundant in the phyllites and metasiltstones than in the metagraywackes. A similar pattern was also noted in Ni and Co distributions. The correlation relationships between Cu : Co : Zn and Ni : Co : Cr are shown in Fig. 9, the average values being given in ppm. The Cr and Co contents slightly increase from the older to younger formations (Vlachovo → Bystrý potok → Drnava).

The mean Ni, Co and Cr contents in the Gelnica Group metasediments are somewhat higher than the mean contents worldwide, but those of Cu, Pb and Zn are comparable. The fairly high Cr content in the Drnava Formation metasediments is surprising. It most probably results from the detritus of mafic and ultramafic rocks which commonly occur in this formation. The positive correlation between Cu, Ni,

Cr and Al_2O_3 documents that these microelements are bound to aluminosilicates, in this case largely to sericite and chlorite (originally to clay detritus). Limited amounts of these microelements also occur in heavy opaque minerals (Cr-magnetite). V is also clearly bound to phyllosilicates and probably also to organic matter (Fig. 8).

The Sr contents in the Gelnica Group metasediments are generally low and, on the contrary, those of Zr are fairly high as a result of abundant clastic zircon in the heavy-mineral assemblage. The V : Sr : Zr diagram in Fig. 9 shows marked differences between the individual rock types regardless of their lithostratigraphic assignment. The Zr contents are the highest in metagraywackes and lowest in phyllites.

Worth of mentioning are the high Ba and Rb contents (although the latter was not analysed in all samples) in nearly all metasediments except for lydites. Their contents are directly linked to K_2O distribution. Their distribution in the metavolcanoclastic and partly also in the metagraywackes are controlled by the content of feldspar detritus. In the fine-grained metasediments and significantly also in the metagraywackes, the two elements are bound to potassic phyllosilicates. These little mobile elements, like Ga, Sn, V, Zn, Cu, Pb, concentrated primarily in the original clayey fraction during weathering and subsequent diagenetic-metamorphic processes. The assumed source area, an active continental margin with a volcanic arc, was characterized by these elements directly associated with the high K_2O contents coming from eroded volcanics.

The chemical composition of the Gelnica Group metasediments is directly controlled by the composition of clastic detritus and sediment grain size which in turn reflect the composition of the source area and geotectonic position of the original basin of deposition. The sediments probably originated from a volcanic arc situated on an active continental margin. This source area is characterized by mixed detritus composed of abundant volcanoclastic detritus on the one hand and chemically mature one from the continental source on the other hand. This interpretation is also confirmed by the Na_2O , K_2O , FeO, MgO, Zr, Ba, Rb, Pb, Cu, Zn contents reflecting the absolute predominance of acid volcanoclastic detritus from the volcanic source area. The geotectonic position of the original basin of deposition in the assumed forearc area may be suggested by the increased Cr, Co and Ni contents which are directly associated with the fragments of basalts and volcanic-affinity ultramafic rocks.

Translated by L. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 Location of lithologic profiles through the Early Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Fig. 2 Na_2O/K_2O ratios in individual lithostratigraphic units of the Gelnica Group and Štós Formation
Explanations: open circle — Bystrý potok Formation, open square — Drnava Formation, asterisk — Vlachovo Formation, open triangle — Štós Formation

Fig. 3 Na_2O/K_2O ratio matched to the composition of major types of metasediments in the individual formations of the Gelnica Group and Štós Formation
Explanations: open circle — metagraywackes, asterisk — metasiltstones, open triangle — phyllites

Fig. 4 Diagram showing $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O)$ ratios in major types of metasediments of the Gelnica Group and Štós Formation
For explanations see Fig. 2

Fig. 5 $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O)$ ratios in the individual lithostratigraphic units of the Gelnica Group and Štós Formation
For explanations see Fig. 3

Fig. 6 Diagram showing $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ ratios in major types of metasediments of the Gelnica Group and Štós Formation. The data distribution is given separately for the individual lithostratigraphic units and for individual rock types — metagraywackes (open circles), metasiltstones (asterix) and phyllites (open triangle)

Fig. 7 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ MgO}) : \text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ diagram after BLATT — MIDDLETON — MURRAY (1972). Field A on the diagram is occupied by sodic sandstones, field B by ferromagnesian potassic sandstones and field C by potassic sandstones

Explanations: asterix — Vlachovo Formation sandstones, open circle — Bystrý potok Formation sandstones, open square — Drnava Formation sandstones, open triangle — Štós Formation sandstones

Fig. 8 Diagram showing Cu, Ni, Cr, V to Al_2O_3 ratios using their average contents
For explanations see Fig. 9

Fig. 9 Diagrams to show Ni : Co : Cr, Cu : Co : Zr and V : Sr : Zr ratios in the major metasediment types of the Gelnica Group and Štós Formation. The contents in the diagrams are average values given in ppm

List of Tables

- Tab. 1 Oxide contents in the Vlachovo Formation rocks
- Tab. 2 Oxide contents in the Bystrý potok Formation rocks
- Tab. 3 Oxide contents in the Drnava Formation rocks
- Tab. 4 Oxide contents in the Štós Formation rocks
- Tab. 5 Average chemistry of the Gelnica Group and Štós Formation rocks expressed through oxide contents
- Tab. 6 Average values of basic parameters characterizing the Gelnica Group and Štós Formation rocks
- Tab. 7 Microelement contents (in ppm) in the Vlachovo Formation rocks
- Tab. 8 Microelement contents (in ppm) in the Bystrý potok Formation rocks
- Tab. 9 Microelement contents (in ppm) in the Drnava Formation rocks
- Tab. 10 Microelement contents (in ppm) in the Štós Formation rocks
- Tab. 11 Average microelement contents (in ppm) in the Gelnica Group and Štós Formation rocks

JÁN TURAN — LÍDIA TURANOVÁ

Uhlíčitánová mineralizácia ložiska Nižná Slaná

14 obr., 8 tab.

A b s t r a c t. Carbonate bodies at Nižná Slaná are composed of alternating siderite, ankerite and limestone layers. Their typical features include bedding and distinctive lamination. From a mineralogic point of view, siderite and ankerite occurrences amidst laminated limestone are particularly interesting. Because of their Mg/Fe ratio, the carbonates can mostly be classified as sideroplesite and ankerite, while Fe-dolomite is present in marginal parts of the deposit. Mn-rich carbonates — manganosiderite and kutnohorite — occur locally. The limestone is also enriched in Mn and Fe. The data obtained on the occurrences, forms of distribution as well as mineral and chemical compositions of the investigated carbonates suggest that their formation was controlled by sedimentary, diagenetic and metamorphic processes.

Key words: carbonates, mineralization, West Carpathians

Úvod

V rámci výskumných úloh Metalogenetický výskum centrálnych Západných Karpát a Minerálne asociácie vo formáciách čiernych bridlíc gemerika prebiehal aj výskum uhličitanovej mineralizácie v ložisku Nižná Slaná a jeho bezprostrednom okolí. Ložisko Nižná Slaná bolo jedným z významných ložísk sideritových rúd. Aj v súčasnosti, v čase útlmového programu rudného baníctva na Slovensku, by mala pokračovať ťažba sideritu v tomto závode (MALÍK, 1993).

Ložisko sa skladá z dvoch uhličitanových telies, západnejšie je vyvinutá časť Manó, východnejšie Gabriela. Obe časti sa vyskytujú v rovnakej geologickej pozícii a rovnakom horninovom prostredí. Ležia vo vrchnosilúrskom sedimentárno-vulkanickom komplexe hornín staršieho paleozoika, v centrálnej časti gelnickej skupiny, v súvrství Bystrého potoka (BAJANÍK — VOZÁROVÁ et al., 1983).

Cieľom nášho výskumu bolo charakterizovať rozšírenie, formy vystupovania a vzájomné vzťahy uhličitanov, stanoviť ich minerálne a chemické zloženie, poukázať na ich vzťah k čiernym bridliciam a v konečnom dôsledku prispieť k riešeniu genézy stratiformných Mg-Fe ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí.

RNDr. JÁN TURAN, CSc., RNDr. LÍDIA TURANOVÁ, CSc., Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Podstatná časť vzoriek bola odobraná bodovo z deviatich hlbokých štruktúrnych vrto, ktoré prenikli celý profil ložiska Nižná Slaná, ďalej boli odobrané vzorky z dostupných častí banského diela na úrovni X. obzoru, medziobzoru, XI. a XII. obzoru z častí Manó i Gabriela, ako aj z povrchových častí ložiska a starých banských prác v oblasti Rimberga.

Na určenie charakteru uhličitanov sme jednotlivé uhličitaný separovali plavením vo vode alebo v ťažkých kvapalinách, prípadne oboma spôsobmi, a dočisťovali elektromagneticky na aparátúre Cook.

Pôvodné i takto pripravené vzorky sme analyzovali jednak manometrickou alebo derivatografickou metódou, jednak pomocou AAS. Obsah stopových prvkov bol stanovený spektrochemickou analýzou. Distribúciu prvkov sme sledovali pomocou mikroanalýzátora Edax PV 9100 a elektrónovým rastrovacím mikroskopom JSM-840.

U h l i č i t a n y, i c h r o z š i r e n i e, z l o ž e n i e a v z á j o m n é v z t a h y

S t a v b a u h l i č i t a n o v ý c h t e l i e s

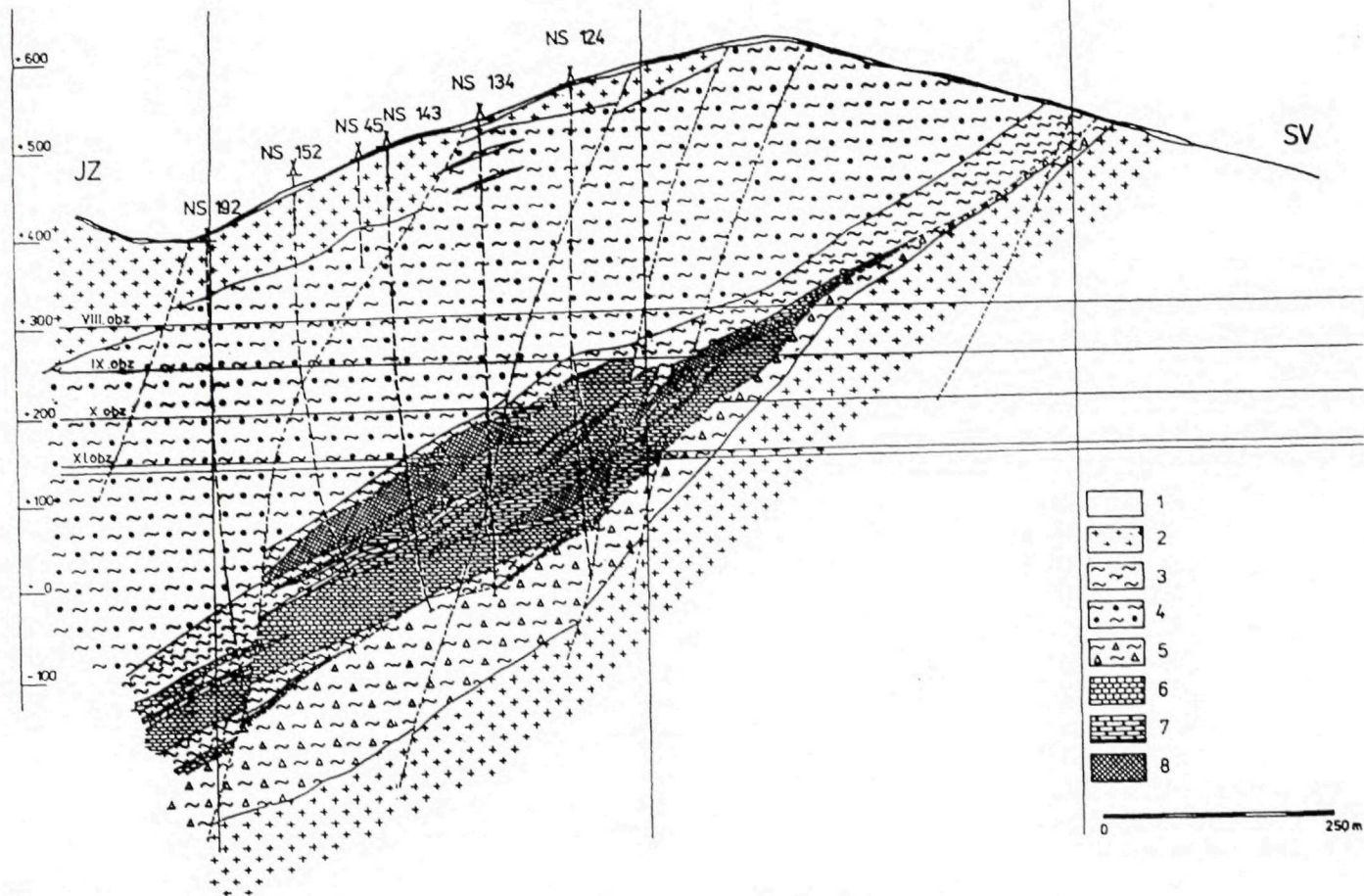
Uhličitanové telesá ložiska Nižná Slaná sú zložené zo striedajúcich sa polôh sideritu, ankeritu a vápenca. Okolo uhličitanových polôh sa vyskytujú spravidla čierne bridlice s lydítmi, sericiticko-grafitické fylity, kvacity a pieskovce a na periférii porfyroidy (obr. 1).

Typické rytmické striedanie sideritových, ankeritových a vápencových polôh vo vertikálnom reze opisuje už ILAVSKÝ (1974). Ďalej je potrebné zdôrazniť, že nápadným znakom uhličitanových telies v Nižnej Slanej je ich lavicovitosť a výrazná laminácia, ktorá sa uplatňuje vo vápenci (obr. 2), ankerite (obr. 3) aj siderite (obr. 4).

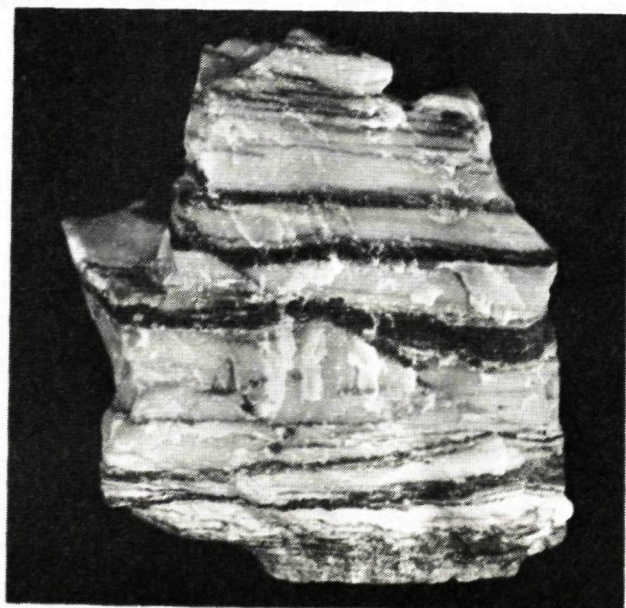
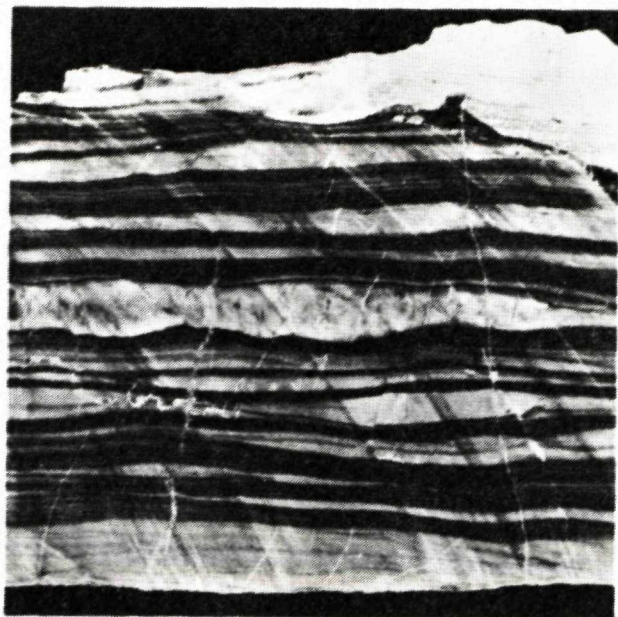
Siderit sa koncentruje prevažne v strednej a spodnejšej časti uhličitanových telies, kde tvorí niekoľko paralelných polôh s premenlivou mocnosťou, ktorá bežne dosahuje 20 až 30 m. Zriedkavosťou nie sú ani mocnejšie, 50 až 60 m mocné polohy sideritu. Okrem toho v uhličitanovom telese, ale aj mimo neho, sa vyskytuje nespočetné množstvo drobných, často iba milimetrových polôh sideritu.

Uhličitaný dolomitovo-ankeritového radu tvoria viac-menej samostatné polohy na okraji sideritových polôh, ale vyskytujú sa aj priamo v sideritových polohách. Ankeritový lem na okraji sideritovej polohy nie je vždy rovnako mocný, ale sa mení od niekoľkých cm až do niekoľkých metrov. Spravidla však platí zásada, že mocnejšie sideritové polohy majú i mocnejší ankeritový lem. Nakoľko hranica medzi sideritom a ankeritom je postupná, makroskopicky ťažko rozlíšiteľná, štatistické vyhodnotenie tejto závislosti by sa mohlo využiť na riadenie ťažby.

V mikritickom, výrazne laminovanom, silno znečistenom ankerite sa ojedinele vyskytuje organický detrit (obr. 5), úlomky ostrakódov a vlákien stromatolitov (Mšik, ústne podanie), ktoré poukazujú na plytkovodné prostredie, lagúny, prípadne plytké more.



Obr. 1 Nižná Slaná, priečný rez ložiskom Manó, rez 32 (podľa MLYNÁRA in SLÁVIK, 1967, upravil TURAN)
 1 — hlina, sutina, 2 — porfyroidy, 3 — grafiticko-sericitické a sericitické fylity, 4 — sericiticko-grafitické fylity s lyditmi, 5 — podložné sericitické fylity,
 6 — vápenec, 7 — ankerit, 8 — siderit



Obr. 2 Tenkovrstevnatý vápenec s početnými tmavými laminami tvorenými pigmentom organického pôvodu. Foto: L. OSVALD

Obr. 3 Výrazne laminovaný, silno znečistený ankerit s obsahom nerozpustného zvyšku až 40 %. V tmavých laminách sa zachoval organický detrit. Foto: L. OSVALD

Značnú časť uhličitanového telesa tvorí laminovaný vápenec, ktorý sa koncentruje hlavne v nadložnej časti, menej i v podloží (najmä v západnej časti ložiska). Jeho podrobnejším štúdiom sa zistilo, že obsahuje, aj keď len vo veľmi malom množstve, spravidla okolo 1 %, tiež siderit a ankerit. Siderit spolu s ankeritom tvorí drobné zrná alebo zhluky zrn vo veľmi tenkých, iba 0,1 mm mocných paralelných vrstvičkách, ktoré sa v profile vápenцovej polohy mnohonásobne opakujú (obr. 6).

Na početných tektonických plochách sú vyvinuté žilky uhličitanov. Ich kvalita je vždy závislá od kvality rozptýlenej uhličitanovej mineralizácie. Kalcitové žilky sú obmedzené iba na polohy vápenca, v ktorom sa vyskytujú aj žilky dolomitu. V sideritových polohách sa vyskytujú najčastejšie sideritové žilky, ale pomerne hojné sú i ankeritové žilky. V nadložnom a podložnom vápenci sa sideritové ani ankeritové žilky nevyskytujú.

Podobne aj kremenné, prípadne kremenno-sulfidické žilky vyskytujúce sa vo všetkých typoch uhličitanov sa koncentrujú iba tam, kde boli vytvorené jednak vhodné tektonické podmienky, jednak kde bol dostatok kremičitanov a sulfidov v okolí.

Kremenno-uhličitanové (sideritovo-ankeritové žilky) nachádzame aj mimo uhličitanových telies, v čiernych bridliciach (obr. 7), ojedinele aj v metapsamitoch a porfyroidoch. Táto skutočnosť však neprekvapuje, pretože aj v týchto horninách sú zastúpené uhličitanové sideritovo-ankeritové asociácie, najčastejšie v rozptýlenej, voľným okom neviditeľnej forme.

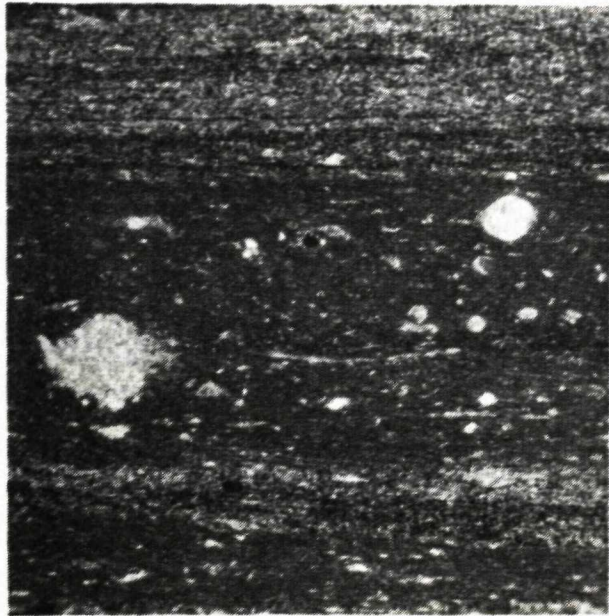
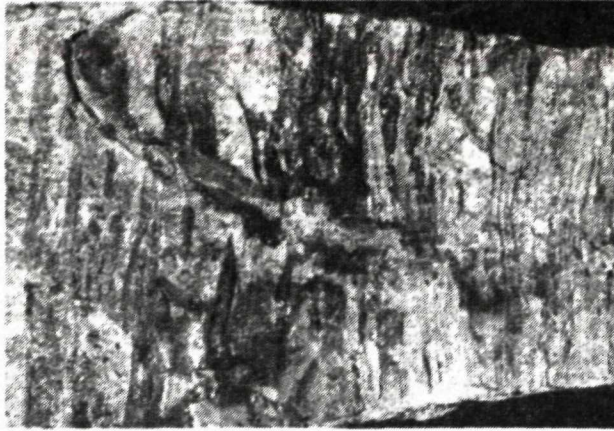
Napriek tomu, že polohy vápenca, ankeritu a sideritu, ktoré sa vo vertikálnom reze ložiska mnohonásobne opakujú, majú stratiformný charakter a hľadať medzi nimi sukcesívne vzťahy stráca opodstatnenie, názory na ich vzájomný vekový vzťah sa značne líšia. Všeobecne za najstarší sa považuje vápenec, z ktorého účinkom hydrotermálnych roztokov bohatých na železo, čiastočne aj na horčík, by mali v epigenetickom štádiu vznikáť Fe-Mg uhličitanové siderit a ankerit, ale názory na vekový vzťah medzi sideritom a ankeritom sú rozdielne. Niektorí autori predpokladajú, že základné typy sideritu a ankeritu (tzv. metasomatické) vznikli v jednej etape mineralizácie. Iní, napr. HANUŠ (1960, 1961), uvádzajú, že ide o dve samostatné mineralizačné etapy, navzájom oddelené tektonickým hiátom. Posledne uvedený autor však zaraďuje do jednej mineralizačnej etapy vznik základného a žilného sideritu. ILAVSKÝ (1974), TURAN – TURANOVÁ (1988) považujú žilné formy uhličitanov za metamorfné mobilizáty z blízkeho okolia, čo znamená, že medzi týmito dvoma typmi sideritu je značný časový odstup.

Ak predpokladáme sedimentárno-diagenetický vznik primárnych uhličitanov, musíme predpokladať aj viac-menej súčasný vznik vápenca a hlavnej masy sideritu a ankeritu.

Siderit

Zo štruktúrno-textúrneho hľadiska možno siderit nižnoslanského ložiska zaradiť k dvom typom: 1. základný siderit (tzv. metasomatický siderit), 2. žilný siderit.

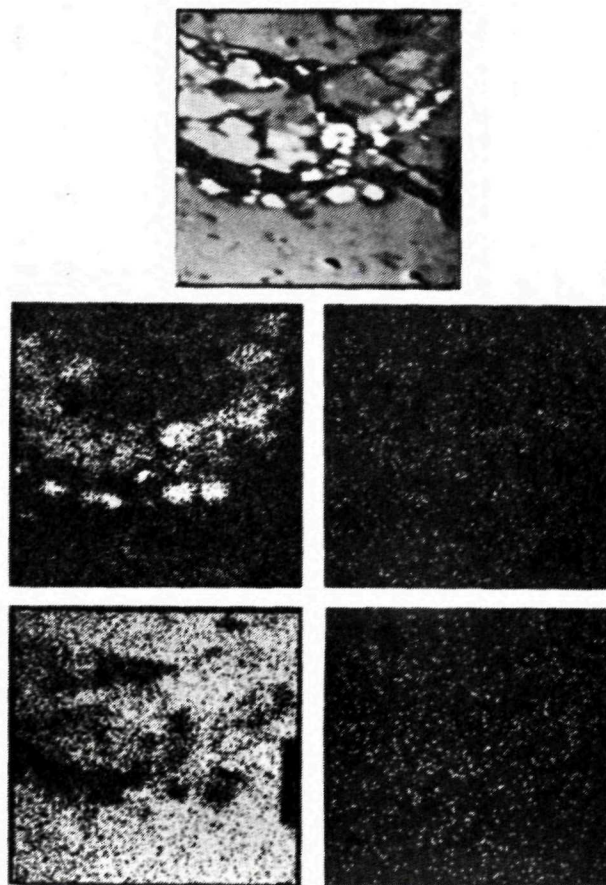
Hlavnú masu ložiska tvorí základný typ sideritu (obr. 4). Je jemnozrnný, niekedy až afanitický, tmavosivý. Najčastejšie tvorí tenké, cca 5 cm mocné lavice, zriedkavejšie



Obr. 4 Jemnozrný základný typ sideritu, lokálne čiastočne rekryštalizovaný (svetlejšie časti) so zachovanou paralelnou textúrou. Foto L. OSVALD

Obr. 5 Tmavé laminy s hojným, pomerne dobre zachovaným organickým detritom (úlomky ostrakódov a vlákien stromatolitov). Detail z fotografie 5. Zväčšenie 30 x. Foto L. OSVALD

aj mocnejšie 10 – 15 cm lavice. Má typickú plošne paralelnú textúru podmienenú tenkými vložkami jemnolupeňovitého sericitu (pôvodne vulkanického materiálu) a tmavého pigmentu organického pôvodu (obr. 8). Charakteristickým znakom je nepravidelný, alotriomorfný vývoj zŕn, spravidla čiastočne usmernených s priebehom lamiel. Veľkosť zrna závisí od stupňa rekryštalizácie. Rekryštalizácia základného sideritu je pomerne častá, veľkosť zŕn rekryštalizovaného sideritu sa najčastejšie pohybuje v stotínach mm, ale dosahuje až niekoľko mm, čím siderit nadobúda charakter žilného sideritu.



Obr. 6 Zrná sideritu a ankeritu viazané na tmavé laminy vo vápenci (fotografie z elektrónového mikroanalýzátora). Foto: D. JANČULA.

a — kompozícia, zväčšenie 600 x, b — plošná distribúcia Fe, c — plošná distribúcia Mn, d — plošná distribúcia Ca, e — plošná distribúcia Mg

Žilný siderit je hrubozrnný, svetlohnedo až medovo sfarbený. Tvorí žilky s mocnosťou niekoľko cm až do 1 m, ktoré prerážajú predovšetkým cez hlavnú masu sideritu, ale môžu mať aj konformný vzťah k okoliu.

Siderit spolu s ankeritom je nepatrne zastúpený aj v laminovanom vápenci, v ktorom tvorí drobné, obyčajne nepravidelné zrná alebo zhluky zrn výlučne viazané na tmavé laminy bohaté na bituminóznú hmotu (obr. 6). V mikroskope sa dá dobre rozlíšiť vďaka klencovej stavbe, vyššiemu reliéfu a optickým znakom (vyšší lom a dvojlom, výraznejšia pseudoabsorpcia) charakteristickým pre siderit.

V tabuľkách 1 a 2 uvádzame minerálne a chemické zloženie základného typu sideritu a žilného sideritu a ich základné štatistické charakteristiky. V oboch typoch je zastúpený ankerit. Frekvencia výskytu ankeritu v siderite je vysoká, dosahuje až 70 %, priemerný obsah, naopak, je nízky. Najvýraznejší rozdiel medzi základným a žilným sideritom pozorujeme v zastúpení nerozpustného zvyšku, ktorý v základnom type sideritu dosahuje takmer 10 %, zatiaľ čo v žilnom siderite je zastúpený v priemere iba 2 %.

Ukazuje sa, že nižnoslanský siderit je vysokoželeznatý a má aj zvýšený obsah MnO. Úmerne so zvyšovaním obsahu FeO a MnO klesá obsah MgO. Obsah MgO ani v jednom type sideritu spravidla neprevyšuje 10 %, ale zdá sa, že žilný siderit je o málo horečnatejší ako základný typ sideritu. V niektorých vzorkách, napr. NS-55/86, pozorovať sice náznaky určitej zonality (obr. 9), ale celkovo je obsah MgO v nižnoslanskom siderite oveľa vyrovnannejší ako v siderite z iných ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Tab. 1 Siderit (základný typ) — minerálne a chemické zloženie

$$\bar{x} \text{ FeCO}_3 = 86,82 \% \\ \bar{x} \text{ NZ} = 9,73 \%$$

$$F_{\text{ank.}} = 76,92 \% \\ \bar{x}_{\text{ank.}} = 5,66 \%$$

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
FeO	18	56,66	53,15 — 60,59	56,50	2,13	3,76
MgO	18	4,15	1,02 — 6,83	3,99	1,59	38,18
CaO ⁺	13	0,44	0,02 — 1,10	0,42	0,36	82,64
MnO ⁺	13	3,33	2,26 — 5,70	3,24	0,84	25,28
CO ₂	18	39,16	38,26 — 40,02	39,13	0,52	1,33

Vysvetlivky: n = počet údajov, \bar{x} = priemerný obsah, S = štandardná odchýlka, V = variačný koeficient, NZ = nerozpustný zvyšok, F = frekvencia výskytu

Obsah FeO, MgO a CO₂ bol stanovený manometrickou metódou a prepočítaný na 100 % uhlíčan.

Analyzovali: Doc. RNDr. J. TURAN, CSc., M. HACUROVÁ, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave

Obsah CaO a MnO bol stanovený metódou AAS. Analyzovali: Ing. V. STREŠKO, CSc., A. GALLAYOVÁ, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave

Tab. 2 Siderit žilný — minerálne a chemické zloženie

$$\bar{x} \text{ FeCO}_3 = 91,96 \%$$

$$\bar{x} \text{ NZ} = 2,39 \%$$

$$F_{\text{ank.}} = 71,11 \%$$

$$\bar{x}_{\text{ank.}} = 3,57 \%$$

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
FeO	13	53,54	47,48 — 58,18	53,15	3,45	6,45
MgO	13	6,54	2,95 — 11,21	6,83	2,68	40,89
CaO ⁺	8	2,79	2,45 — 3,13	2,95	0,26	9,28
MnO ⁺	8	0,70	0,31 — 1,20	0,70	0,38	53,99
CO ₂	13	39,94	38,87 — 41,31	40,02	0,78	1,96

Vysvetlivky ako pri tab. 1

Pre základný siderit je charakteristická asociácia stopových prvkov Ba, Cu, Mn, Pb, V a Ti, ktorých obsah sa pohybuje v desiatkach, výnimočne v stovkách ppm. Žilný siderit, zrejme v dôsledku procesov mobilizácie a rekryštalizácie pôsobiacich ako čistiace procesy, je podstatne chudobnejší na obsah stopových prvkov (obr. 10). Markantný rozdiel pozorujeme práve v zastúpení Ba, Cu, Pb, Ti a V.

Veľmi zaujímavé sa ukázali analýzy sideritu viazaného v čiernych bridliciach. V niektorých prípadoch tento siderit obsahoval približne 3x viac Mn ako siderit z uhličitanových polôh. Obsah MnO sa pohyboval od 6,5 do 22,5 %, v priemere až okolo 10 % MnO, takže možno hovoriť o zastúpení manganosideritu (tab. 3).

Chemické zloženie sideritu viazaného v tenkých vrstvičkách laminovaného vápenca sa pohybuje v rozmedziach chemického zloženia hlavnej masy sideritu a žilného sideritu (tab. 4).

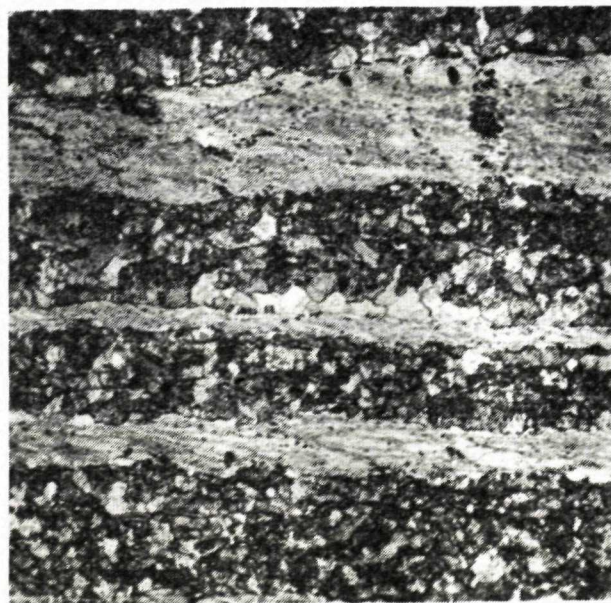
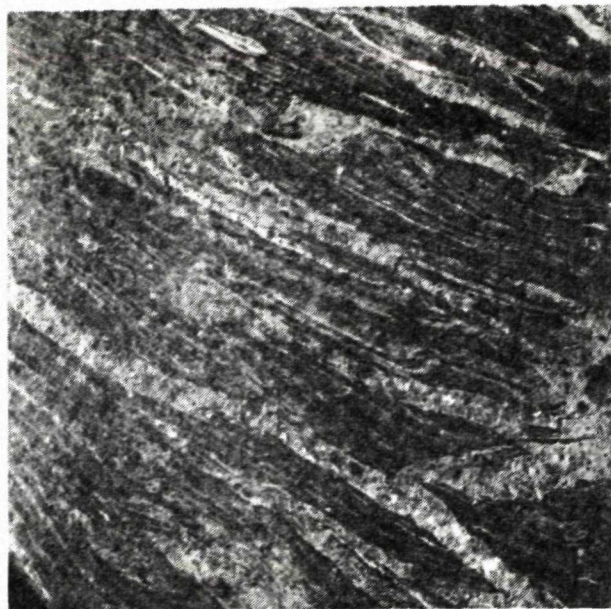
Tab. 3 Siderit z čiernych bridlíc — chemické zloženie, základné štatistické charakteristiky

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
FeO	11	44,34	27,43 — 50,20	47,39	8,34	18,81
MgO	11	5,67	0,88 — 11,02	5,32	3,06	53,89
CaO	11	0,45	0,08 — 1,50	0,32	0,40	88,18
MnO	11	9,79	6,15 — 22,45	7,12	5,40	55,18
CO ₂	11	39,79	38,34 — 41,51	39,77	0,94	2,37

Vysvetlivky: = počet údajov, \bar{x} = priemerný obsah, S = štandardná odchýlka, V = variačný koeficient
Vzorky boli analyzované na mikroanalyzátore EDAX PV 9100.

Analýzy boli prepočítané na 100 % uhličitan.

Analýzovali: E. DRUSCOVÁ, GÚDŠ, RNDr. L. TURANOVÁ, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty v Bratislave



Obr. 7 Čierne bridlice s početnými tenkými sideritovo-ankeritovými polohami, ktoré väčšinou rešpektujú bridličnatosť. Často pozorovať ich detailné zvrásnenie. Foto L. OSVALD

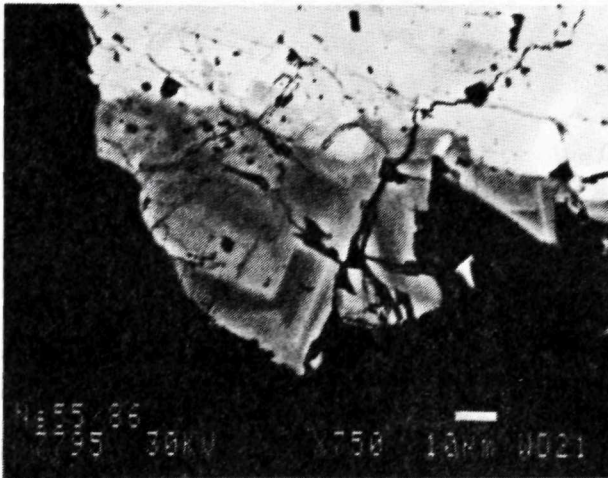
Obr. 8 Jemnozrnný siderit s výrazne plošne paralelnou textúrou. Typickým znakom je mnohonásobné striedanie tenkých polôh sideritu (tmavšie polohy) so svetlejšími polohami sericitu. Zväčšenie 30 x. Foto L. OSVALD

Tab. 4 Siderit z polôh vo vápenci — chemické zloženie, základné štatistické charakteristiky

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
FeO	10	50,88	45,40 — 54,38	50,86	2,54	4,99
MgO	10	5,19	2,88 — 10,60	4,40	2,32	44,67
CaO	10	1,10	0,00 — 3,90	0,45	1,40	126,88
MnO	10	3,17	2,54 — 4,12	3,10	0,54	17,11
CO ₂	10	39,66	39,02 — 41,19	39,54	0,64	1,61

Vysvetlivky ako pri tab. 3

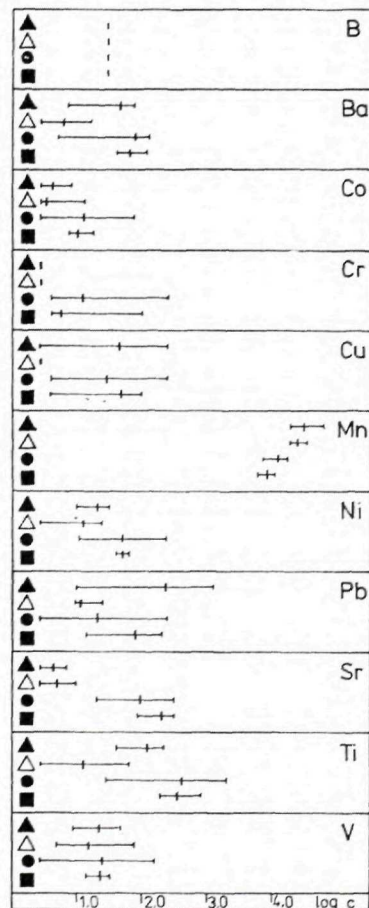
- 1 ▲ Siderit základný
 2 △ Siderit žilný
 3 ● Ankerit
 4 ■ Vápenec



Obr. 9 Slabo sa prejavujúca zonálnosť sideritu. Kompozícia z rastrovacieho elektrónového mikroskopu. Zväčšenie 750 x. Foto D. BARÁTHOVÁ.

Obr. 10 Porovnanie obsahu stopových prvkov v siderite, ankerite a vápenci

1 — siderit, základný typ, 2 — žilný siderit, 3 — ankerit, 4 — vápenec



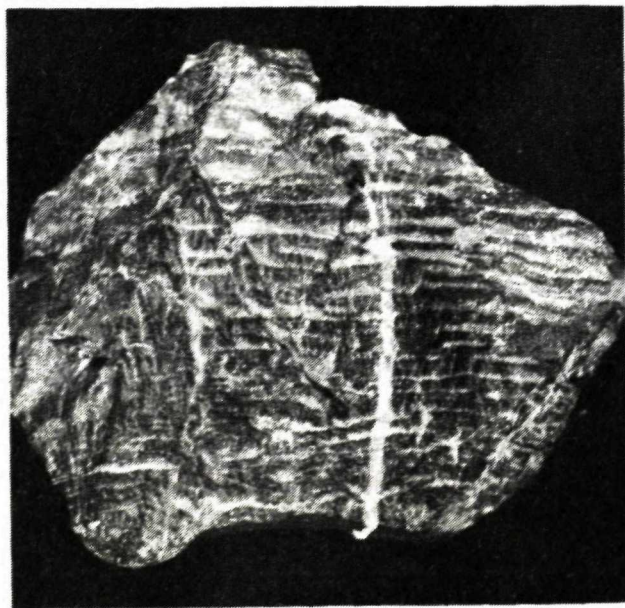
Ankerit

Ankerit v nižnoslanskom ložisku vystupuje, rovnako ako siderit, vo dvoch typoch: 1. základný ankerit (tzv. metasomatický ankerit), 2. žilný ankerit. Z kvantitatívneho hľadiska úplne prevláda prvý typ ankeritu.

V základnom type ankeritu pomerne často nachádzame jemnovrstevnatý siderit tzv. tigererze (obr. 11), t. j. nebilančný siderit s vysokým obsahom Mg a Ca, podrobne charakterizovaný práve z tohto ložiska (HANUŠ, 1960; ROZLOŽNÍK, 1989). Ukázalo sa, že ankerit s jemnovrstevnatým sideritom tvorí prechodnú zónu medzi sideritom a ankeritom (obr. 11), veľmi podobnú prechodnej zóne medzi magnezitom a dolomitom, tak, ako ju definovali TURAN – VANČOVÁ (1979) pre ložiská magnezitu v pruhu Podrečany – Košice. HANUŠ (1960, 1961) práve tieto textúrne znaky považuje za významný dôkaz na podporu svojej teórie o uplatnení solvatačno-apozičných účinkov pri formovaní nižnoslanského ložiska.

Žilný ankerit tvorí spravidla početné, ale iba niekoľko cm mocné žilky, priestorovo najčastejšie viazané na polohy tzv. metasomatického ankeritu a sideritu.

Ankerit spolu so sideritom sa vyskytuje i v laminovanom vápenci, ako aj v čiernych bridliciach. Jeho forma vystupovania v týchto horninách je rovnaká akú má siderit, ale jeho kvantitatívne zastúpenie je spravidla vyššie.



Obr. 11 Prechodná zóna medzi sideritovou (svetlá časť) a ankeritovou (tmavá časť) polohou, tzv. tigererz. Právú žilku tvorí ankerit. Foto L. OSVALD.

Minerály dolomitovo-ankeritového radu sú zastúpené v podstate iba ankeritom, jedinele Fe-dolomitom.

Vzorky ankeritu pomerne často obsahujú siderit, frekvenciu jeho výskytu v ankerite, ako aj chemické zloženie a jeho základné štatistické charakteristiky uvádzame v tabuľke 5.

Tab. 5 Ankerit (základný typ) — minerálne a chemické zloženie, základné štatistické charakteristiky

\bar{x} CaMg, Fe(CO ₃) ₂	= 81,33 %	F _{sid.}	= 23,20 %
\bar{x} NZ	= 16,67 %	$\bar{x}_{sid.}$	= 3,01 %

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
FeO	43	16,73	3,80 — 24,72	18,06	4,94	29,54
MgO	43	10,79	5,63 — 19,36	9,92	3,19	29,56
CaO	43	28,12	25,58 — 29,90	27,99	0,75	2,67
MnO ⁺	16	2,12	0,95 — 5,26	1,80	0,95	44,90
CO ₂	43	44,28	42,55 — 46,94	44,06	1,05	2,38

Vysvetlivky ako pri tab. 1

Obsah FeO v ankerite je vysoký, najčastejšie sa pohybuje v rozmedzí 15 až 20 % FeO, v priemere okolo 16,5 %. Obsah FeO menej ako 10 % sme v ložiskovej časti nezaznamenali. Prítomnosť Fe-dolomitu až dolomitu možno pozorovať iba v okrajových častiach ložiska na styku s vápencami.

Ak by sme porovnali obsah FeO (tiež MnO) v nižnoslanskom ankerite s obsahom týchto prvkov v ankerite z ložísk Rudňany alebo Slovinky, zistíme, že obsah FeO a MnO je podstatne vyšší.

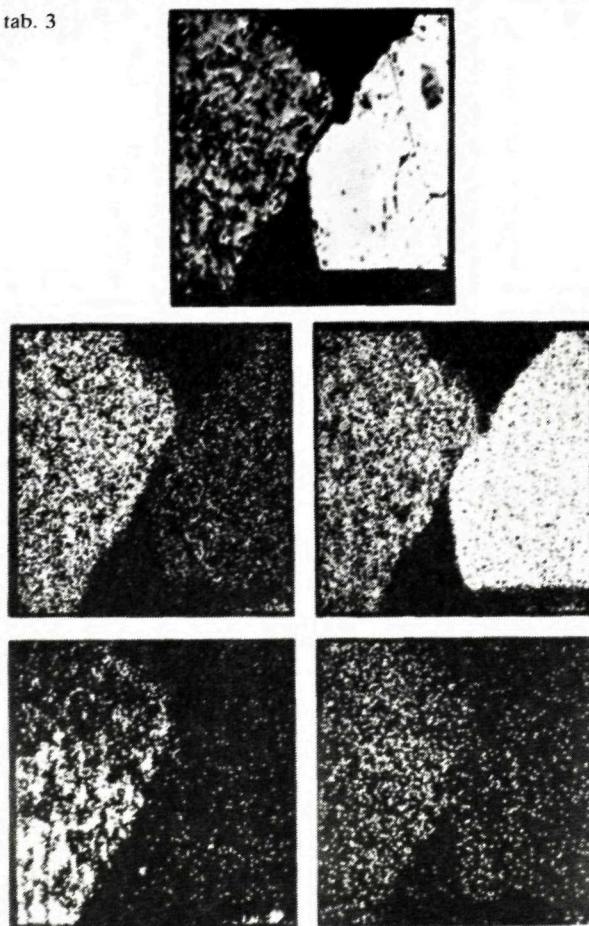
Ukázalo sa, že úmerne so zvyšovaním obsahu FeO rastie obsah MnO, ktorý dosahuje v priemere 2,1 %. Prekvapujúce je však najmä zistenie, že niektoré vzorky ankeritu viazaného v čiernych bridliciach mali mimoriadne vysoký obsah MnO (tab. 6), dokonca vyšší ako v siderite. Vysokomanganatý ankerit z čiernych bridlíc možno označiť v zmysle klasifikácie TRDLIČKU (1965) až ako kutnohorit. Rozdiel v obsahu MnO v prospech ankeritu dokumentujeme na fotografiách 12 a-e, na ktorých je zobrazená kompozícia vzorky a plošné distribúcie prvkov Mn, Fe, Ca a Mg v zrne ankeritu (A) a sideritu (B) separované zo vzorky NS-31/86.

Obsah stopových prvkov v ankerite (obr. 10) je porovnateľný s obsahom stopových prvkov v základnom siderite, oproti ktorému ankerit obsahuje podstatne viac Sr. Vyšší je i obsah Ba, Co, Ni a V a naopak, klesá obsah Mn, čo zrejme súvisí s prednostnou orientáciou Sr na uhličitan obsahujúce Ca (jeho obsah zreteľne stúpa v rade siderit – ankerit – Fe-dolomit – vápenc) a s vyšším obsahom neuhličitanového podielu.

Tab. 6 Ankerit z čiernych bridlíc — chemické zloženie, základné štatistické charakteristiky

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
FeO	3	12,26	10,46 — 14,21	12,11	1,88	8,16
MgO	3	8,97	7,67 — 10,01	9,22	1,19	13,27
CaO	3	21,84	19,41 — 23,21	22,91	2,11	9,67
MnO	3	13,88	11,50 — 15,84	14,29	2,20	15,84
CO ₂	3	43,18	42,82 — 43,86	42,86	0,59	1,36

Vysvetlivky ako pri tab. 3



Obr. 12 Zrná sideritu a ankeritu (kutnohoritu) separované z čiernych bridlíc (fotografie z elektrónového mikroanalýzátora). Foto D. JANČULA.

a — kompozícia, zväčšenie 300 x, b — plošná distribúcia Mn, c — plošná distribúcia Fe, d — plošná distribúcia Ca, e — plošná distribúcia Mg

Vápenec

Vápenecové polohy v podloží a nadloží sideritových polôh sa vyznačujú pestrými štruktúrno-textúrnymi znakmi. Pre väčšinu sú charakteristické páskované, jemne lavicovité textúry zvrásnené spolu so svojím okolím, teda aj s polohami sideritu. Vo vápenci, menej ako v siderite a ankerite, pozorovať prejavy rekryštalizácie, čo možno vysvetliť tým, že kalcit v porovnaní s ankeritom a sideritom je termicky najstabilnejší. Jeho tektonická porušenosť je zhruba na rovnakej úrovni akú má siderit a ankerit.

Pre polohy vápenca sú charakteristické početné drobnejšie, rôzne orientované žilky ako mobilizáty z blízkeho okolia (obr. 13).

Laminovaný vápenec je obyčajne silno znečistený, obsah nerozpustného zvyšku sa pohybuje až do 30 %, priemerný obsah nerozpustného zvyšku = 16,22 %. Vápenec s masívnejšou textúrou je spravidla čistejší, obsah CaCO_3 dosahuje až 90 %.

Jednoznačne sme potvrdili prítomnosť sideritu i ankeritu v laminovanom vápenci bohatom na organickú hmotu tým, že sme uhličitany zachytili v ťažkej frakcii. Separáciou v ťažkých kvapalinách sme získali dostatočné množstvo sideritových a ankeritových zŕn na ďalšie štúdium.

Prítomnosť sideritu a ankeritu v polohách vápenca bola potvrdená – manometricky, derivatograficky, opticky pomocou merania indexov lomu a na energo-disperznom mikroanalýzátore Edax.

Priemerné minerálne a chemické zloženie vápenca, ako aj jeho základné štatistické charakteristiky a frekvenciu výskytu ankeritu a sideritu vo vápenci uvádzame v tab. 7. Stupeň dolomitizácie vápenca je veľmi nízky, spravidla stúpa s obsahom kremičitanovej a organogénnej zložky.

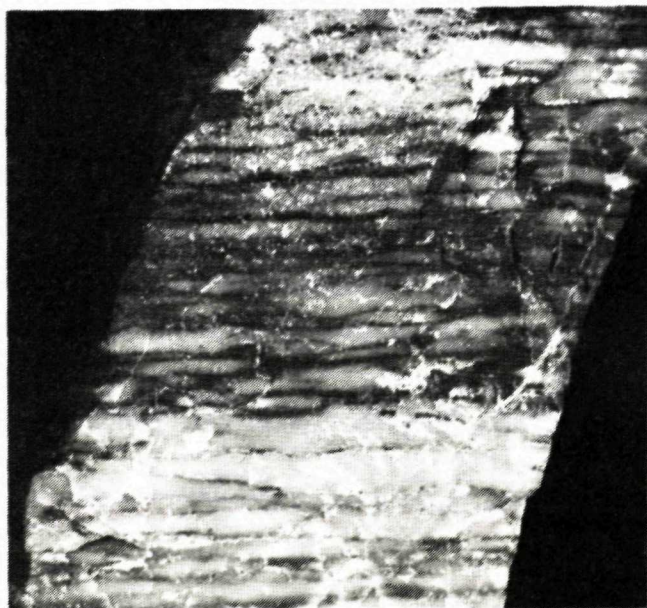
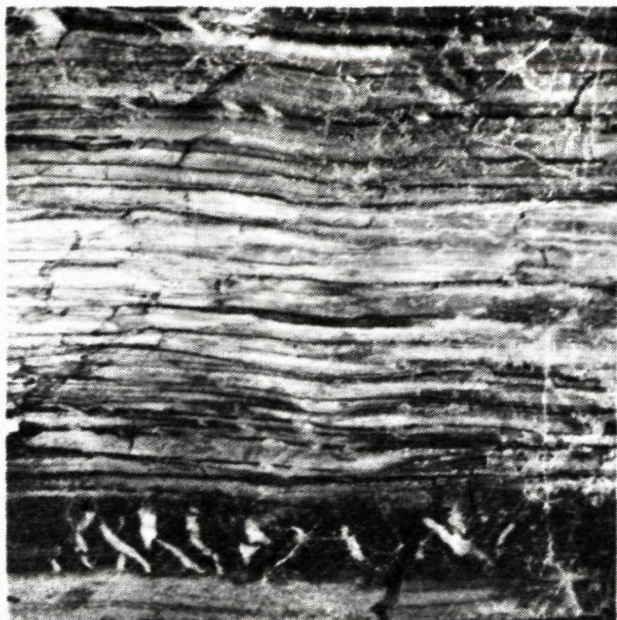
Pre nižnoslanské vápence je typický vysoký obsah FeO a MnO , viazaný predovšetkým na heterogénne uhličitany (siderit, ankerit) vo vápenci, zriedkavejšie na pyrit. V niektorých častiach ložiska, v ktorých sa výraznejšie uplatnili oxidačné pod-

Tab. 7 Vápenec — minerálne a chemické zloženie, základné štatistické charakteristiky

$\bar{x} \text{CaCO}_3 = 77,81 \%$	$\bar{x}_{\text{ank.}} = 67,90 \%$	$F_{\text{sid.}} = 22,20 \%$
$\bar{x} \text{NZ} = 16,22 \%$	$\bar{x}_{\text{ank.}} = 5,21 \%$	$\bar{x}_{\text{sid.}} = 0,62 \%$

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
CaO	22	49,67	44,12 — 54,80	52,80	1,07	2,15
MgO	22	1,33	0,00 — 2,07	0,62	0,15	11,60
FeO	22	4,93	0,65 — 12,72	3,20	1,62	32,93
MnO ⁺	22	0,98	0,53 — 1,57	0,93	0,26	26,10
CO ₂	22	44,03	42,74 — 51,91	43,77	0,27	0,61

Vysvetlivky ako pri tab. 1



Obr. 13 Výrazne laminovaný vápenc s tenkou vrstvičkou Fe-dolomitu (tmavá časť) s výrazným zastúpením sekundárnych žílíek dolomitu (biele) sekrečného pôvodu v polohe základného typu ankeritu.
Foto L. OSVALD.

Obr. 14 Tenkovrstevnatý jemnolaminovaný vápenc s hojným zastúpením hematitu v tmavých laminách.
Foto L. OSVALD.

mienky, môže byť Fe, prípadne aj Mn, viazané na hematit. Jemné šupinky hematitu sú spravidla rovnomerne rozptýlené vo vápenci, ale môžu sa tiež koncentrovať do paralelných, cca 1 mm mocných vrstvičiek (obr. 14).

Aj samotné kalcitové zrná však majú vyšší obsah FeO a MnO (tab. 8), ktorý mnohonásobne prekračuje obsah týchto zložiek napr. v porovnaní s vápencami Malých Karpát (HANÁČEK, 1969; LINTNEROVÁ, 1989).

Obsah stopových prvkov vo vápenci, okrem podstatne vyššieho obsahu Sr a nižšieho obsahu Mn, je zhruba na rovnakej úrovni ako v ankerite, čiastočne aj v hlavnej mase sideritu (obr. 10).

Tab. 8 Zrná kalcitu — chemické zloženie, základné štatistické charakteristiky

	n	\bar{x}	Rozsah	Medián	S	V %
CaO	20	53,72	52,44 — 54,76	53,43	0,78	1,45
MgO	20	0,02	0,00 — 0,21	0	0,05	312,43
FeO	20	1,61	0,46 — 3,05	1,73	0,85	52,91
MnO	20	0,92	0,53 — 1,26	0,92	0,19	20,14
CO ₂	20	43,73	43,59 — 43,84	43,71	0,08	0,17

Vysvetlivky ako pri tab. 3

Diskusia

Nížnoslanské ložisko je všeobecne považované za hydrotermálne — metasomatické. ANDRUSOV (1958), VARGA (1970) a ďalší autori predpokladali, že ide o biohermné útvary, v ktorých sa rozmiestnenie sideritových a ankeritových polôh riadilo predovšetkým predrudnou tektonikou a selektívnou metasomatózou. Neprítomnosť organických zvyškov sa pripisovala na vrub metasomatóze.

V poslednom období sa podarilo zistiť v mikritickom, výrazne laminovanom, silno znečistenom ankerite ojedinelý výskyt organického detritu, ktorý MIŠÍK (ústne podanie) určil ako úlomky ostrakódov a vlákien stromatolitov. Nájdený organický detrit poukazuje na plytkovodné prostredie, lagúny, prípadne plytké more. Jeho nález nás však utvrdzuje v domnienke, že nemohlo ísť o biohermy organického pôvodu. V opačnom prípade by sme museli nachádzať organické zvyšky na mnohých miestach uhličitanového telesa, najmä vo vápencoch.

Proti teórii metasomatického vzniku uhličitanov svedčí celý rad ďalších skutočností. Sú to predovšetkým textúrne znaky uhličitanov v ložisku, ktoré nie sú typické pre biohermné útvary. V ložisku sa nevyskytuje iba jedna sideritová poloha, ako by sa dalo predpokladať, ale bilančný charakter má až 6 polôh sideritu. Okrem

toho v uhličitanovom telese, ale aj mimo neho, sa vyskytuje nespočetné množstvo drobných, často iba mm polôh sideritu.

Jedným z vážnych argumentov pri posudzovaní genézy tohto ložiska je aj skutočnosť, že v laminovaných vápencoch v nadloží ani v podloží neboli zistené žiadne sideritové žilky, hoci žily a žilky sideritu a ankeritu sú hojne zastúpené v samotných sideritových a ankeritových polohách. V okolných horninách, napr. v čiernych bridliciach, sa vyskytujú drobné sideritové a ankeritové žilky v tých prípadoch, keď koncentrácia týchto minerálov v rozptýlenej forme je pomerne vysoká. Skutočnosť, že zastúpenie uhličitanov v žilkách sa riadi kvalitou rozptýlenej uhličitanovej mineralizácie, svedčí najskôr o mobilizačnom pôvode uhličitanových žíliak, ktoré sú výsledkom metamorfnych pochodov.

Ďalej sa zistilo, že aj laminované vápence v okrajových častiach ložiska "nevhodné na metasomatózu" obsahujú ankerit i siderit. Výskyt týchto minerálov vo vápencoch je obmedzený iba na výrazne laminované polohy bohaté na tmavý pigment organického pôvodu. Vo vápencoch bez tmavých lamín sa, naopak, lokálne uplatnil hematit. Siderit v tmavých laminách je sprevádzaný chloritom, kremeňom a hojne pyritom.

Zreteľná priestorová väzba sideritu na tmavé laminy poukazuje na to, že pri vzniku Fe (Mn) uhličitanov, ktoré vyžadujú pre svoj vznik redukčné prostredie, sa výrazne uplatnil litologický faktor. Rozhodne významnú úlohu pri tvorbe sideritového ložiska v Nižnej Slanej zohrala organická hmota.

Vhodné prostredie v tomto smere mohli zabezpečiť sedimenty bohaté na organickú hmotu, z ktorých v diagenetickom a metamorfnom štádiu vznikli čierne bridlice, prípadne lydity. Tieto horniny v rámci ložiska vytvorili nielen redukčné prostredie, ale mohli poskytnúť i CO₂ potrebný na tvorbu uhličitanových minerálov.

Z geochemického hľadiska asociácia siderit – ankerit – pyrit sa do značnej miery vylučuje. Podľa MOZLEYA et al. (1992) prítomnosť iónov síry blokuje tvorbu sideritu, ale naopak, spôsobuje tvorbu pyritu. K tvorbe sideritu môže dôjsť iba za vhodných podmienok (prítomnosť CO₂) až po vyčerpaní síry.

V našom prípade išlo zrejme o mierne redukčné prostredie, pravdepodobne už v diagenetickom štádiu, ktoré vyhovovalo tvorbe sideritu a ankeritu. Pri rozklade planktónových foriem organizmov dochádzalo, najskôr v ranodiagenetickom štádiu, k spotrebe O₂ a prostredie bolo vhodné na tvorbu sideritu.

Podľa BERNERA (1981) v postoxidickom štádiu po úplnej spotrebe kyslíka dochádza síce k tvorbe sulfidov, ale po ich vyžrážaní v tzv. metánovom štádiu môže tiež vznikáť siderit. BERNER (1981) i MAYNARD (1982) uvádzajú početné príklady tvorby sideritu v sedimentoch devónu – karbónu v USA, ktorým pripisujú diagenetický pôvod. Uvedení autori vychádzajú z toho, že v redukčnom prostredí vytvorenom rozkladom planktónových organizmov sa spotreboval všetok O₂ a postoxidické až metánové prostredie bolo vhodné na tvorbu sideritu a ďalších minerálov – rodochrozitu, vivianitu, glaukonitu atď.

Na druhej strane, prítomnosť hematitu vo vápenci v ložisku Nižná Slaná poukazuje na skutočnosť, že na určitom stupni vývoja sa v sedimente uplatnilo aj oxidické prostredie.

Základné typy uhličitanov sú si svojim chemickým zložením, stupňom znečistenia a obsahom stopových prvkov veľmi blízke. Zvýšený obsah Mn a zdá sa, že aj P, v siderite, ankerite i vápenci poukazuje i na skutočnosť, že sedimentárne, diagenetické a metamorfné procesy zohrali významnú úlohu pri ich vzniku.

Je na škodu veci, že sa zatiaľ nepodarilo realizovať stanovenie izotopov uhlíka a kyslíka z uhličitanov tohto ložiska.

Záver

Na základe súčasného stavu poznatkov ťažko možno zaujať jednoznačné stanovisko k zdroju železa a podmienkam tvorby uhličitanov v ložisku Nižná Slaná. Nie je však potrebné za každú cenu hľadať vysvetlenie v hlbinných magmatických zdrojoch, ako sa to doteraz tradovalo.

Proti prínosu hydrotermálnych roztokov s vysokým obsahom Fe (Mn) z hlbinných magmatických zdrojov hovorí celková lokalizácia sideritovo-ankeritových polôh v rámci karbonátového telesa, ale hlavne skutočnosť, že v ložisku nebadáť využitie predrudnej tektoniky pri predpokladanom výstupe hydroterm.

Ložisko má výrazne stratiformný charakter. Domnievame sa, že aj samotný sedimentárno-vulkanický komplex mohol poskytnúť dostatok materiálu na tvorbu uhličitanov. Rozhodujúcu úlohu pri tvorbe a formovaní nižnoslanského ložiska okrem tektoniky zohrali sedimentárno-diagenetické a metamorfné procesy.

Nižnoslanské siderity a ankerity sa vyznačujú pomerne stabilným chemickým zložením. Obsah Fe a Mn je pomerne vysoký, naopak, obsah Mg je nižší než má väčšina sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Lokálne má siderit aj ankerit zvýšený obsah Mn. Faktorom limitujúcim posudzovanie bilančnosti ťaženej suroviny je však obsah SiO₂, As, Pb a lokálne i Sb.

L i t e r a t ú r a

- ANDRUSOV, D., 1958: Geológia Československých Karpát, zv. 1. Bratislava, vyd. Slov. Akad. Vied, 1—302.
- BAJANÍK, Š. — VOZÁROVÁ, A. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť, 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 — 223.
- BERNER, R. A., 1981: A new geochemical classification of sedimentary environments. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 51, 2, 359 — 365.
- HANÁČEK, J., 1969: K problému geochemie vápencov triasu Malých Karpát. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 49, 123 — 139.
- HANUŠ, V., 1960: Hydrothermal metasomatism and its relationship to other ore-forming processes. Report Intern. Geol. Congress., XXI. Ses., Part XVI, Genetic Problems of Ores, Copenhagen, 67 — 78.
- HANUŠ, V., 1961: Über die Entstehungsgeschichte metasomatischer Sideritlagerstätten in Westkarpaten (Tschechoslowakei). *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.* (Praha), XXVIII, 497 — 522.
- ILAVSKÝ, J., 1974: Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemeríd na základe rozšírenia stratiformných zrudnení. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 1, '51 — 97.
- LINTNEROVÁ, O., 1989: Mikroprvkové štúdium karbonátových hornín a paleoprostredie: triasové vápence

- a dolomity Malých Karpát. In: CAMEL, B. — BROSKA, I. — VRÁNA, K. (eds.), 1989: Geochémia geologických procesov a životného prostredia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 111 — 114.
- MALÍK, P., 1993: Na baňu už klopať nebudú. *Nový čas* (Bratislava), 3, 49, 10 — 11.
- MAYNARD, J. B., 1982: Extension of Berner's "new geochemical classification of sedimentary environments" to ancient sediments. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 52, 1325 — 1331.
- MOZLEY, P. S. — CAROTHERS, W. W., 1992: Elemental and isotopic of siderite in the Kuparuk Formation, Alaska: Effect of Microbial Activity and Water/Sediment Interaction on Early Pore-water Chemistry. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 62, 4, 681 — 692.
- ROZLOŽNÍK, L., 1989: Problémy veku a zdroja sideritovej formácie Západných Karpát. *Geol. Průzk.* (Praha), 31, 67 — 72.
- TRDLIČKA, Z., 1965: K chemizmu a terminológii dolomitové řady. *Geol. Průzk.* (Praha), 3, 84 — 85.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L., 1979: Strukturen und Texturen der Lagerstättenausfüllung von Magnetitlagerstätten im Karbon der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 30, 2, 207 — 226.
- TURAN, J. — TURANOVÁ, L., 1988: Charakteristika uhličitanovej mineralizácie v ložisku Nižná Slaná. Manuscript — archív Geol. Úst. Prírodoved. Fak., Bratislava, 1 — 51.
- VARGA, I., 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologického prostredia metasomatických karbonátových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Miner. slov.* (Spišská Nová Ves), 2, 85 — 92.

Explanations to Figures

Fig. 1 Nižná Slaná, section across Manó deposit, section 32 (after MLYNÁR in SLÁVIK, 1967, modified by TURAN)

1 — loam, talus, 2 — porphyroids, 3 — graphite-sericite and sericite phyllites, 4 — sericite-graphitic and graphitic phyllites with lydites, 5 — subjacent sericite phyllites, 6 — limestone, 7 — ankerite, 8 — siderite

Fig. 2 Thin-bedded limestone intercalated with numerous dark laminae coloured with organic pigment. Photo: L. OSVALD

Fig. 3 Distinctly laminated, very impure ankerite whose content of insoluble residue is as much as 40 %. Organic detritus was preserved in dark laminae. Photo: L. OSVALD

Fig. 4 Fine-grained, basic type of siderite, locally partly recrystallized (lighter parts) with preserved parallel structure. Photo: L. OSVALD

Fig. 5 Dark laminae with abundant fairly well preserved organic detritus (ostracod fragments and stromatolite fibres). Close-up view: Magn. 30 x, parallel nicols. Photo: L. OSVALD

Fig. 6 Siderite and ankerite grains bound to dark laminae in limestone (electron-microprobe photograph).

Photo: D. JANČULA

a — composition, magn. 600 x, b — Fe areal distribution, c — Mn areal distribution, d — Ca areal distribution, e — Mg areal distribution

Fig. 7 Black shales with a number of thin siderite-ankerite layers which mostly follow schistosity. They are often folded in detail. Photo: L. OSVALD

Fig. 8 Fine-grained siderite of distinctive planparallel structure. Its typical feature is siderite layers (dark) repeatedly alternating with lighter sericite layers. Magn. 30 x, parallel nicols. Photo: L. OSVALD

Fig. 9 Poorly visible zoning of siderite. Composition taken by a scanning electron microprobe. Magn. 750 x. Photo: D. BARÁTHOVÁ

Fig. 10 Comparison of trace elements in siderite, ankerite and limestone
1 — siderite, basic type, 2 — vein siderite, 3 — ankerite, 4 — limestone

Fig. 11 Transient zone between a siderite (light) and ankerite (dark) layer, so-called *tigererz*. The right veinlet consists of ankerite. Photo: L. OSVALD

Fig. 12 Siderite and ankerite (kutnohorite) grains separated from black shales (electron-microprobe photographs). Photo: D. JANČULA
a — composition, magn. 300 x, b — Mn areal distribution, c — Fe areal distribution, d — Ca areal distribution, e — Mg areal distribution

Fig. 13 Distinctly laminated limestone with a thin Fe-dolomite layer (dark) and a layer of basic-type ankerite interlaced with abundant secretion veinlets of secondary dolomite (white). Photo: L. OSVALD

Fig. 14 Thin-bedded limestone finely intercalated with dark hematite-rich laminae. Photo: L. OSVALD

ZÁPADNÉ KARPATY
séria

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 16

Vedecký redaktor: RNDr. Tibor Ďurkovič, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Jazyková redaktorka: Ing. Miroslava Ludvigová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Sadzba: Mária Cabadajová

Tlač a knihárske spracovanie: Tlačové a knihárske stredisko GÚDŠ. Vydavateľské oprávnenie
GÚDŠ: MK 42/1990-21. Náklad: 500 ks, AH 13,98, VH 14,39. Cena brož. 55,- Sk.

ISBN 80-85314-29-0